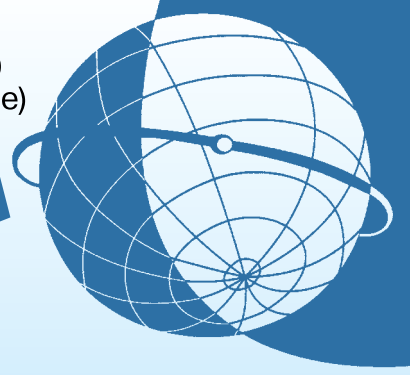


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **56**
№ **2**, 2016

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание
«Материалы гляциологических исследований»
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
The journal continues the series
«Data of Glaciological Studies» established in 1961
Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков
Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева
Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук В.Р. Алексеев, д-р Т. Вихма (Финляндия),
канд. геогр. наук Н.А. Володичева,
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,
канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,
канд. геогр. наук С.А. Сократов,
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,
д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov
Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva
Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

V.R. Alexeev, K.V. Chistyakov, I.E. Frolov,
A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev,
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov, V.Ya. Lipenkov,
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),
V.N. Mikhaleenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina, I.V. Seversky,
S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

Сайт журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

At this site you can find an extended summary
and list of references in English for each published article

Фото на обложке: Проводка судов по Северному морскому пути. Состояние льдов
в первом десятилетии XXI в.

Photo on the cover: Pilotage of vessels along the Northern Sea Route. State of the ice in
the first decade of the XXI century.

© Российская академия наук, 2016

© Русское географическое общество, 2016

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 56, № 2, 2016

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2016

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- A.V. Sosnovsky, Yu.Ya. Macheret, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev.* Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling 149
- Yu.N. Chizhova, E.P. Rets, Yu.K. Vasil'chuk, I.V. Tokarev, N.A. Budantseva, M.B. Kireeva.* Two approaches to hydrograph separation of the glacial river runoff using isotopic methods 161
- D.V. Bantsev, D.A. Ganyushkin, A.A. Ekaykin, K.V. Chistyakov.* Isotope-geochemical investigation of glacio-nival systems of the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia) 169
- L.P. Golobokova, V.V. Polkin, N.A. Onischuk, O.I. Khuriganova, A.B. Tikhomirov, S.A. Terpugova, V.V. Polkin, U.S. Turchinovich, V.F. Radionov.* Chemical composition of aerosol in the atmospheric surface layer of the East Antarctica coastal zone 177

Snow Cover and Avalanches

- N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky.* Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost 189
- R.A. Chernov.* Metamorphism and thermal properties of fresh snow (study in the Moscow region) 199

Ground Ice and Icings

- I.L. Kalyuzhny, S.A. Lavrov.* Effect of climate changes on the soil freezing depth in the Volga River basin 207

Palaeoglaciology

- I.I. Borzenkova.* History of sea ice in the Arctic basin: Lessons from the past for future 221

Applied Problems

- V.G. Konovalov, V.A. Rudakov.* Remote assessment of reserve capacity of outburst alpine lakes 235
- V.A. Lobkina, I.A. Kononov, A.A. Potapov.* Remote monitoring of the snow loads on a roof of buildings 246

Travels, Discoveries

- D.S. Asoyan, O.V. Rototaeva.* Devdoraki Glacier, Kazbek: history of studies of natural hazards in XIX and the beginning of XXI centuries 253

Critique and Bibliography

- V.M. Kotlyakov.* Book review: N. A. Shpolyanskaya «Pleistocene-Holocene history of the development of the Russian Arctic permafrost zone in terms of ground ice» 265
- V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova.* Annotated bibliography of the Russian literature on glaciology for 2014 267

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- А.В. Сосновский, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев.* Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования. 149
- Ю.Н. Чижова, Е.П. Рец, Ю.К. Васильчук, И.В. Токарев, Н.А. Буданцева, М.Б. Киреева.* Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов. 161
- Д.В. Банцев, Д.А. Ганюшкин, А.А. Екайкин, К.В. Чистяков.* Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) 169
- Л.П. Голобокова, В.В. Полькин, Н.А. Онищук, О.И. Хуриганова, А.Б. Тихомиров, С.А. Терпугова, В.В. Полькин, Ю.С. Турчинович, В.Ф. Радионов.* Химический состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды 177

Снежный покров и снежные лавины

- Н.И. Осокин, А.В. Сосновский.* Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. 189
- Р.А. Чернов.* Метаморфизм и термические свойства свежеснежного покрова (по исследованиям в Подмоскowie) 199

Подземные льды и наледи

- И.Л. Калюжный, С.А. Лавров.* Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга 207

Палеогляциология

- И.И. Борзенкова.* История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем. 221

Прикладные проблемы

- В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков.* Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр. 235
- В.А. Лобкина, И.А. Кононов, А.А. Потапов.* Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле зданий. 246

Путешествия, открытия

- Д.С. Асоян, О.В. Ротомеева.* Девдоракский ледник, Казбек: к истории исследований природных катастроф в XIX и начале XXI в. 253

Критика и библиография

- В.М. Котляков.* Рецензия на книгу Н.А. Шполянской «Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов» 265
- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2014 год 267

Возобновлено издание сборников Русского географического общества «Вопросы географии»

70 лет назад, в 1946 г., в Государственном издательстве географической литературы (Географгиз) началась регулярная публикация сборников научных статей «Вопросы географии». Эта серия стала научной платформой обсуждения актуальных вопросов географической науки в Московском филиале Географического общества СССР (ныне Русское географическое общество).

Серия «Вопросы географии» возникла одновременно с созданием московского подразделения Географического общества по инициативе и под руководством известного географа тех лет Н.Н. Баранского. Эти сборники издавались без перерывов с 1946 по 1988 г., в свет вышла 131 книга. Сборники получили мировую известность и вошли в золотой фонд серийных изданий российской научной мысли. Но из всего этого собрания лишь два сборника затрагивали проблемы гляциологии: вып. 4 (1947 г.) назывался «Гляциология и геоморфология» и вып. 101 (1976 г.), посвящённый Арктическим дрейфующим станциям.

После распада Советского Союза издание сборников «Вопросы географии» прекратилось, и лишь после серьёзного обновления жизни в Русском географическом обществе это издание возобновилось, и теперь сборники «Вопросы географии» стали научной платформой всего Географического общества. В настоящее время вышли в свет десять сборников (выпуски 132–141), а сейчас готовится к печати вып. 142 «**Исследования полярных регионов**». Этот сборник выйдет в свет в конце 2016 года и будет содержать статьи по многим географическим аспектам изучения полярных территорий и Северного, и Южного полушарий. Несколько статей посвящено Антарктиде — в их числе статья руководителя Российской антарктической экспедиции В.В. Лукина «Роль и место Антарктики на виртуальной шахматной доске современной геополитики», И.Н. Сократовой и Л.М. Саватюгина «Российские исследования Антарктиды: история и важнейшие результаты», группы почвоведов из Института географии РАН «Почвы оазисов и нунатаков Восточной Антарктиды».

В нескольких статьях будут рассмотрены география и геоэкология арктических морей. Среди них — статьи о радионуклидах и других загрязняющих веществах в морских экосистемах Баренцева моря, об элементном составе осадочного материала дрейфующих льдов Арктики, о стоке взвешенных наносов в арктические моря России и о гидрогеохимических параметрах водной толщи как индикаторе скопления углеводородов в разрезе осадочного чехла. Здесь же помещены статьи об информационных ресурсах управления морским природопользованием в Европейском секторе Арктической зоны России и об оптимальном варианте круглогодичного безледокольного плавания судов в Карском море.

Раздел об исследованиях атмосферы и природных вод Арктики содержит статьи о динамике кислотности атмосферных осадков и выпадений серы и азота в арктических регионах России; о химическом составе приземного аэрозоля в природных и антропогенных ландшафтах Соловецкого архипелага; о многолетней изменчивости загрязнённости воды и состояния речных экосистем Российской Арктики; об опасности ледовых явлений на реках Арктической зоны Европейской территории России и о многолетних изменениях стока рек российского сектора Северного Ледовитого океана; об устойчивости водосборов полярных регионов в условиях глобального изменения климата и о водных ресурсах озёр российской части бассейна Северного Ледовитого океана.

Биогеографии Российской Арктики посвящены такие статьи: биогеографические последствия современных природных и антропогенных воздействий на биоту Российской Арктики; особенности ледовых условий местообитаний атлантических моржей в Печорском море; летний планктон двух фьордов о. Западный Шпицберген; изотопно-геохимические исследования позднеплейстоценовой мегафауны Северной Евразии.

Ряд статей затрагивает проблемы криосферы Арктики. Среди них: особенности теплового баланса поверхности ледника Альдегонда на Шпицбергене в весенне-летний период; влияние термического сопротивления снежного покрова на промерзание — протаивание грунтов в условиях Арктики и Севера России; обобщение данных о криолитозоне на инженерно-геологической карте Республики Саха (Якутия); современное состояние ледников Колымского нагорья и полуострова Тайгонос и оценка их эволюции в ближайшем будущем на фоне меняющегося климата; состав стабильных изотопов ледниковых комплексов хр. Сунтар-Хаята и источники их питания в позднем голоцене; особенности формирования многолетнемерзлых пород в Приенисейском Заполярье; реакция вечной мерзлоты урбанизированной территории на глобальные изменения климата.

Наконец, группа статей касается социально-экономических и эколого-географических проблем арктических регионов: методология и опыт социально-ориентированного мониторинга Севера и Арктики; социально-экономический потенциал Российской Арктики; геоэкологические риски функционирования ведущих природно-технических комплексов на территории криолитозоны России; предпосылки и ограничения реализации экономического потенциала Арктического региона; районирование территории Якутии по жёсткости климата.

Приобрести эту книгу можно будет в Институте географии РАН и Московской штаб-квартире Русского географического общества.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.578.46

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-149-160

Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования

© 2016 г. А.В. Сосновский*, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев

Институт географии РАН, Москва

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling

A.V. Sosnovsky*, Yu.Ya. Macheret, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on December 25, 2015

Keywords: numerical modeling, polythermal glacier, snow cover, Spitsbergen, thickness of cold layer.

Summary

Thickness of the upper cold ice layer in the ablation area of the polythermal glacier Grønfjordbreen (Spitsbergen) was estimated by means of numerical modeling. The results were compared with data of radio-echo sounding of the same glacier obtained in 1979 and 2012. Numerical experiments with changing water content in the lower layer of temperate ice and surface snow cover thickness made possible to compare calculated and modeled cold ice thicknesses and to estimate their changes for 33-year period caused by regional climate change. According to data of radio-echo sounding, thickness of the cold ice layer decreased, on average, by 34 m. Numerical modeling shown similar results: the cold ice layer became thinner by 31 m and 39 m at altitudes 100–300 a.s.l. under the snow cover thickness of 1 m and 2 m. We explain this by rising of annual mean air temperature by 0,6 °C as compared to data of the nearest meteorological station Barentsburg in the same period. We believe that changes in cold ice layer thickness in polythermal glaciers can be used for estimation of changes in such regional climatic parameter as mean air temperature at different altitudes of the glacier surface in the ablation area.

Статья принята к печати 25 декабря 2015 г.

Ключевые слова: математическое моделирование, политермический ледник, снежный покров, толщина холодного слоя, Шпицберген.

Для политермического ледника Восточный Грөнфьорд на Шпицбергене выполнены численное моделирование толщины верхнего слоя холодного льда в области абляции и сравнение полученных результатов с данными радиозондирования за 1979–2012 гг. Согласно данным радиозондирования, слой холодного льда за 33-летний период стал тоньше в среднем на 34 м. Численное моделирование показало аналогичные результаты: среднее сокращение слоя холодного льда на высоте 100–300 м над ур. моря составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова соответственно 1 и 2 м, что объясняется повышением средней положительной температуры воздуха на 0,6 °C.

Введение

Архипелаг Шпицберген — один из районов полярного оледенения, где по данным радиозондирования установлено широкое распространение политермических ледников [6, 12]. В работе [9] приведена разработанная математическая модель, позволяющая оценить влияние различных внешних и внутренних факторов на

толщину верхнего слоя холодного льда в политермических ледниках. Для ледника Восточный Грөнфьорд на западе Шпицбергена оценено влияние параметров снежного покрова, климатических условий и характеристик ледника на толщину этого слоя. Показано, что толщина холодного слоя — результат многолетних взаимодействий комплекса внешних и внутренних факторов, и она может быть оценена по данным измере-

ний на леднике и материалам многолетних наблюдений на ближайшей метеостанции (ГМС). К внешним факторам относятся: температура воздуха на разных высотах; скачок температуры воздуха между неледниковой и ледниковой поверхностями; скорость поверхностной абляции; толщина снежного покрова; к внутренним — содержание воды (влажность) в нижнем слое тёплого льда. Моделирование показало, что даже небольшое (доли процента) изменение влажности льда заметно влияет на толщину слоя холодного льда, поэтому для более достоверной оценки влияния этого параметра требуются более точные данные о влажности тёплого льда.

На практике для получения таких данных требуются измерения градиента температуры в достаточно глубоких скважинах, пробуренных до нижнего слоя тёплого льда, либо точные измерения скорости распространения радиоволн в леднике радиолокационными методами по гиперболическим отражениям от включений воды в тёплом льду или методом наклонного радиозондирования, используя отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда и ложа [4]. Эти дистанционные методы имеют ограниченную точность и могут давать большие ошибки при измерении скорости распространения радиоволн и соответственно при оценке содержания воды в тёплом льду, которые могут составлять от $\pm 0,2$ до $\pm 2,4\%$ [11, 13]. Задачи нашей работы — сравнить результаты расчётов толщины холодного слоя ледника Восточный Грэнфьорд с данными радиолокационных измерений, полученными в 2010–2013 гг. [1], и на этой основе оценить влажность тёплого слоя ледника и возможные изменения гидротермической структуры политермического ледника при изменениях регионального климата.

Основные положения модели

При расчёте толщины холодного слоя ледника мы использовали математическую модель, приведённую в работе [9]. В модели рассматривается задача промерзания ледника с небольшой скоростью движения, влиянием которого на термическое состояние ледника в первом приближении можно пренебречь. При этом решается задача промерзания влажного льда в области

абляции ледника с учётом снежного покрова. На границе холодного и талого слоёв задаётся условие Стефана. В такой постановке в результате расчётов определяются положение нижней границы холодного слоя и её динамика в зависимости от различных параметров процесса. При этом можно задавать как слой холодного льда определённой толщины и рассчитывать её динамику, так и предполагать изначально отсутствие холодного слоя льда, а его толщину находить из расчёта промерзания тёплого льда с нулевой температурой и заданной влажностью. В обоих случаях путём расчёта устанавливается равновесная толщина холодного слоя.

При численной реализации модели рассчитывается глубина промерзания ледника (толщина слоя холодного льда) до установления квазистационарного состояния (в период абляции толщина холодного слоя уменьшается и в течение года восстанавливается до равновесного значения) при принятых климатических и гидротермических условиях. Входные параметры в модели адаптированы для условий Западного Шпицбергена. В основе модели лежит предположение, что толщина холодного слоя ледника определяется путём сравнения скорости промерзания влажного льда на нижней границе холодного слоя и средней годовой скорости абляции. Если средняя годовая скорость абляции превышает скорость промерзания, то холодный слой ледника становится толще. В противном случае, при небольшой скорости абляции, толщина холодного слоя растёт за счёт большей скорости промерзания. В начальный момент скорость промерзания влажного льда значительно превышает среднюю годовую скорость абляции. В дальнейшем, с ростом толщины холодного слоя ледника, скорость промерзания снижается и наступает момент, когда скорости абляции и промерзания сравниваются. Толщина холодного слоя ледника в этом случае приблизительно соответствует среднему многолетнему значению, так как присутствуют меж- и внутригодовые колебания параметров, определяющих процессы тепло- и массообмена на дневной поверхности и в самом леднике.

Рассмотрим параметры, определяющие процессы тепло- и массообмена на леднике. Снежный покров — важный фактор в теплообмене между приземным слоем атмосферы и ледниковой поверхностью. Он влияет как на скорость

промерзания, так и на абляцию. С увеличением толщины снежного покрова растёт его термическое сопротивление [8], уменьшаются тепловой поток через снежный покров, выхолаживание приповерхностного слоя льда и скорость промерзания влажного льда. Однако при этом сокращаются период и величина абляции, что особенно актуально в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике.

Температура снега зависит как от температуры воздуха, так и от его теплофизических параметров. При расчёте распределения температуры в снежном покрове учитывались следующие его параметры: толщина и плотность снега, а также их динамика, коэффициент теплопроводности снега, период снегонакопления, величина сдвига времени установления снежного покрова относительно времени перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C .

При расчёте температуры ледника учитывалось тепловыделение за счёт вертикальных и горизонтальных напряжений, определяемых адвекцией и внутренним трением. Тепловыделение, связанное с внутренним трением, зависит от угла наклона поверхности ледника, тогда как тепловыделение за счёт адвекции определяется величиной абляции и толщиной ледника. При этом значение абляции зависит от максимальной толщины снежного покрова, периода абляции, солнечной радиации и температуры воздуха на леднике на рассматриваемой высоте. Следует учитывать также динамику температуры воздуха, высотный градиент и температурный скачок в период абляции при переходе с грунтовой поверхности у края ледника на фирново-ледяную поверхность.

Распределение температуры в леднике определяет температурный градиент на границе холодного и тёплого (с нулевой температурой) слоёв ледника. По этому градиенту и влажности льда рассчитывается скорость движения фазового фронта на нижней границе холодного слоя. В области аккумуляции скорость промерзания обусловлена отрицательными температурами воздуха, толщиной сухого и влажного фирнового слоя, его влажностью, параметрами снежного покрова и динамикой снегонакопления. При этом основные затраты холода могут быть связаны с промерзанием влажного фирна.

Распределение температуры в снежном покрове и в холодном слое ледника в рамках од-

номерной модели находилось по уравнению Фурье. На первом этапе рассчитывались составляющие внешнего теплообмена с ледяной и снежной поверхностями. В период с отрицательными температурами вычислялись параметры снежного покрова и распределение температуры в снеге. Температура холодного слоя ледника рассчитывалась из условия равенства температур и потоков тепла на границе снежного и ледяного покровов и нулевой температуры на нижней границе холодного слоя.

При известном распределении температуры в холодном слое ледника определялся её градиент на нижней границе и из условия Стефана с учётом влажности тёплого льда рассчитывалось положение границы раздела тёплого и холодного слоёв льда. Зная динамику положения фазовой границы, можно оценить скорость промерзания ледника, которая уменьшается с ростом толщины холодного слоя. В период с положительными температурами рассчитывалась абляция, которая сокращает толщину холодного слоя. Если средняя годовая скорость промерзания на нижней границе холодного слоя больше средней годовой скорости абляции, то происходит рост толщины холодного слоя до того момента, когда скорости абляции и промерзания сравняются. Период вычислений толщины холодного слоя был ограничен сроком 150 лет. При больших значениях абляции время достижения равновесного значения толщины холодного слоя может не превышать 10 лет.

Входные параметры модели

Влажность льда — входной параметр в модель, влияющий на скорость промерзания. По данным работы [4], влажность льда может достигать 3–5%, поэтому при численных экспериментах влажность льда изменялась от 0,1 до 5%. Толщина снега принималась равной 1 и 2 м. Температура воздуха при вычислениях соответствовала данным ГМС Баренцбург за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. При этом средние положительная и отрицательная температуры воздуха на леднике на разной высоте над уровнем моря (все значения высот в статье даны над уровнем моря) за эти периоды корректировались в соответствии с измерениями на леднике в 2014–2015 гг. При расчётах

на каждой высоте ледника принят синусоидальный ход температуры воздуха. Солнечная радиация аппроксимировалась по данным работы [3] для широты ледника Восточный Грэнфьорд. Скорость ветра принималась равной 5 м/с. Альбедо снега и льда в период таяния равны соответственно 0,5 и 0,4. Коэффициент эффективной теплопроводности снега и другие входные параметры модели даны в работе [9].

Температура воздуха над ледниковой поверхностью — ещё один входной параметр модели. Для её определения рассмотрим температуру воздуха на ГМС Баренцбург. На рис. 1 приведены средние суточные положительные и отрицательные температуры воздуха на данной ГМС за 1932–2014 гг. Продолжительность периода с положительными температурами принята равной 122 суткам. За период 1932–2014 гг. средняя положительная температура воздуха имела положительный линейный тренд $0,012\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а средняя отрицательная температура — $0,007\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. С начала 1990-х годов рост этих температур усилился. Для положительных температур (с 1981 по 2014 г.) он составил $0,038\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для отрицательных — $0,119\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом средние положительная и отрицательная температуры воздуха в целом за период 1932–2014 гг. были $3,7$ и $-9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно, а в первую декаду XXI в. они выросли до $4,3$ и $-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В 2014 г. на языке и ледоразделе ледника Восточный Грэнфьорд были установлены автоматические метеостанции (АМС), с помощью которых измеряли температуру воздуха с шагом 15 мин. до весны 2015 г. Для определения высотного градиента температур использованы записи АМС, расположенных на морене на высоте 23 м и в верхней части ледника на высоте 456 м на скальной поверхности. Данные по температуре воздуха были осреднены с шагом 10 суток. Температура воздуха на этих высотах с 21 апреля 2014 г. по 1 апреля 2015 г. представлена на рис. 1, б. Температурный градиент между мореной и скальной поверхностью в верхней части ледника летом и зимой равен соответственно $0,65$ и $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. При этом температура воздуха на морене на высоте 23 м ниже, чем на ГМС, расположенной на высоте 75 м. Летом и зимой эта разность составляет $0,54$ и $0,74\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно. Учитывая разницу в высоте между АМС и ГМС Баренцбург равную 52 м и выше-

указанный высотный градиент, получим, что температура воздуха на ГМС выше, чем на морене на $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}$ зимой и $0,87\text{ }^{\circ}\text{C}$ летом.

Другой расчётный параметр, влияющий на температуру воздуха над ледником, — температурный скачок Δt_f между грунтовой и ледниковой поверхностями. В условиях небольших положительных температур воздуха над фирново-ледяной поверхностью температурный скачок Δt_f в значительной степени определяет величину абляции. Анализ величины Δt_f полученной разными авторами, приведён в работе [9]. Он показал, что значение Δt_f зависит от площади ледника, его размера и температуры воздуха вне ледниковой поверхности. В случае роста этих параметров температурный скачок увеличивается. При этом существуют зависимости температурного скачка как от размеров ледника, так и от температуры воздуха.

Турбулентная составляющая абляции пропорциональна температуре воздуха. По формуле В.Г. Ходакова [10] температурный скачок определяется как [9]

$$\Delta t_f = t_a(1 - x^{-0,1}),\text{ }^{\circ}\text{C}, \quad (1)$$

где t_a — температура воздуха вне ледниковой поверхности; x — характерный размер ледника (половина средней ширины ледника).

По формуле Н.В. Давидович [5]

$$\Delta t_f = 0,15t_a + 1,2. \quad (2)$$

По данным работы [7], температурный скачок Δt_f на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2007 г. на высоте 75 м при температуре воздуха на ГМС Баренцбург $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ составил $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; на высоте 300 м при температуре воздуха $2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ он был равен $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на высоте 500 м при температуре воздуха $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ — около $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. На рис. 2 приведены значения температурного скачка при разных температурах воздуха над внеледниковой поверхностью по формулам (1) и (2), а также по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) и результатам наблюдений на ряде ледников Тянь-Шаня и Кавказа [2].

При небольшой положительной температуре воздуха отличие температуры воздуха над ледником и вне ледниковой поверхности снижается и температурный скачок Δt_f уменьшается. При этом расчёты по формуле (2) в случае небольшой

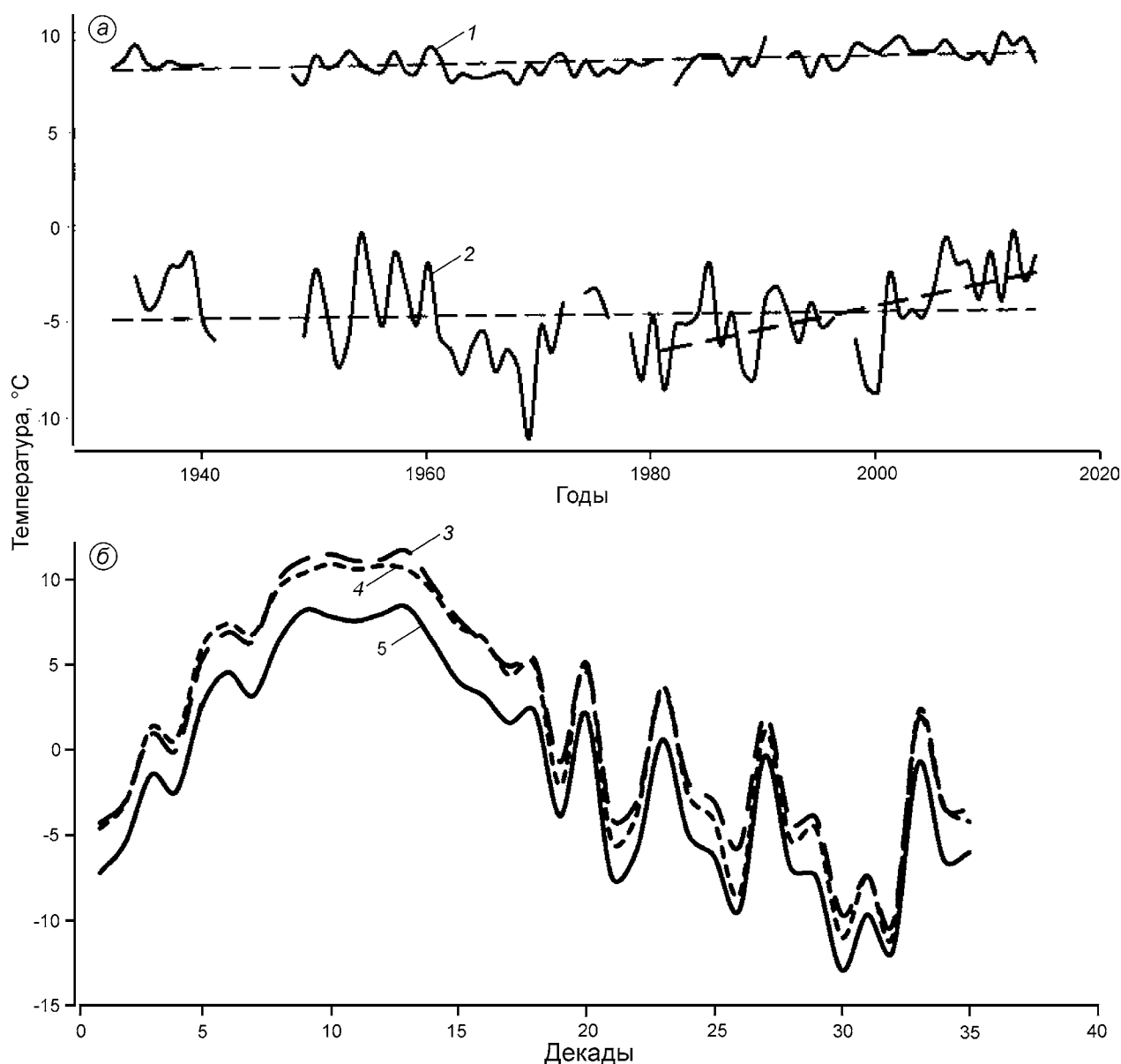


Рис. 1. Средняя суточная температура воздуха (а) для дней с положительными (1) и отрицательными температурами (2) на ГМС Баренцбург за период 1932–2014 гг., а также средняя декадная температура воздуха в районе ледника Восточный Грёнфьорд (б) за период с 11 апреля 2014 г. по 9 апреля 2015 г. на высоте 75 м (3), 23 м (4) и 456 м (5).

На рис. 1, а штриховыми линиями показаны тренды температур

Fig. 1. Daily mean air temperature (a) for positive (1) and negative temperature (2) days at Barentsburg weather station in 1932–2014, and ten-day mean air temperature at Austre Grønfiordbreen (b), 11 April 2014 – 9 April 2015, at glacier surface elevation 75 m (3), 23 m (4) and 456 m a.s.l. (5).

Temperature trends are shown with dashed lines (see Fig. 1, a)

температуры воздуха дают значительные величины температурного скачка. Необходимо учитывать, что температурный скачок влияет на величину абляции из-за турбулентной составляющей теплообмена. Вклад турбулентной составляющей в абляцию рассмотрен в работе [7].

Абляция — важный параметр теплового режима ледника. Она определяет тепловыделение при адвекции и условия стабилизации толщины холодного слоя политермического ледника. Интенсивность абляции зависит от температуры воздуха над ледниковой поверхностью, на

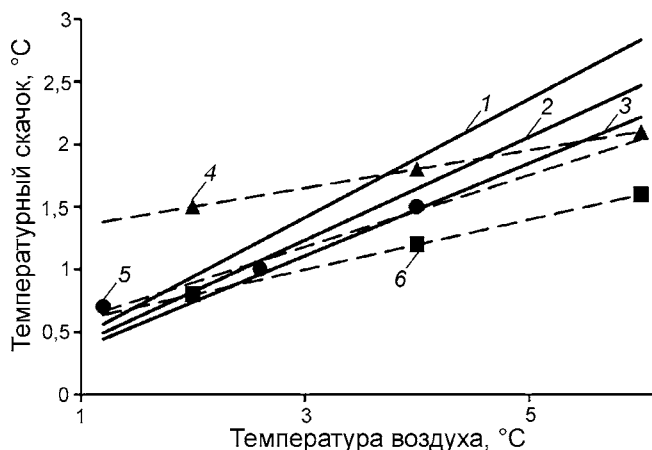


Рис. 2. Температурный скачок при разных температурах воздуха над внеледниковой поверхностью:

по формуле (1) при ширине ледника: 1 – 1200 м, 2 – 600 м, 3 – 400 м; 4 – по формуле (2); 5 – по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген); 6 – по результатам наблюдений на ряде ледников Тянь-Шаня и Кавказа

Fig. 2. Air temperature change at the ice-rock interface estimated for different outside-glacier air temperatures: from (Eq. 1) with glacier width: 1 – 1200 m, 2 – 600 m, 3 – 400 m; 4 – from (Eq. 2); 5 – from measurements on Aldegondabreen in Spitsbergen; 6 – from measurements on glaciers in Caucasus and Tien-Shan

которую влияют разные факторы. При расчётах будем использовать значения температурного скачка по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), которая аппроксимируется зависимостью $\Delta t_f = 0,29t_a + 0,32$ °C.

Продолжительность периода абляции τ_a – также входной параметр модели. Методика её определения на любой высоте над уровнем моря рассмотрена в работе [9]. При этом температурный скачок не влияет на изменение периода с положительной температурой на данной высоте, так как при близких к нулю температурах воздуха вне ледниковой поверхности температурный скачок невелик. Продолжительность периода с положительными температурами воздуха, средняя положительная и отрицательная температуры воздуха в районе ледника Восточный Грёнфьорд показаны на рис. 3.

Толщина снежного покрова влияет на величину абляции. Это влияние наиболее значимо при небольших положительных температурах воздуха. На рис. 4, а приведена максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург в 1984–2014 гг. Средняя многолетняя толщина снежного покрова за этот период составляет

174 см. При расчётах необходимо задавать динамику снегонакопления. Так, на рис. 4, б показана внутригодовая динамика снегонакопления при максимальной толщине снежного покрова от 135 до 198 см в период с 2003 по 2006 г. Динамику толщины снежного покрова h_s будем принимать по данным ГМС Баренцбург за 2005 г. в зависимости от времени τ по формуле (при $\tau < 200$ суток)

$$h_s = (0,0089\tau + 0,013)h_{max}/1,8,$$

где h_{max} – максимальное значение толщины снежного покрова, которое изменяется от 0,5 до 3 м.

При $h_{max} = 1,8$ м получим динамику толщины снежного покрова в 2005 г. Через 200 суток от начала снегонакопления толщина снежного покрова принимается равной $h_s = h_{max}$. Такая динамика толщины снежного покрова близка к средней многолетней. В условиях Шпицберге-

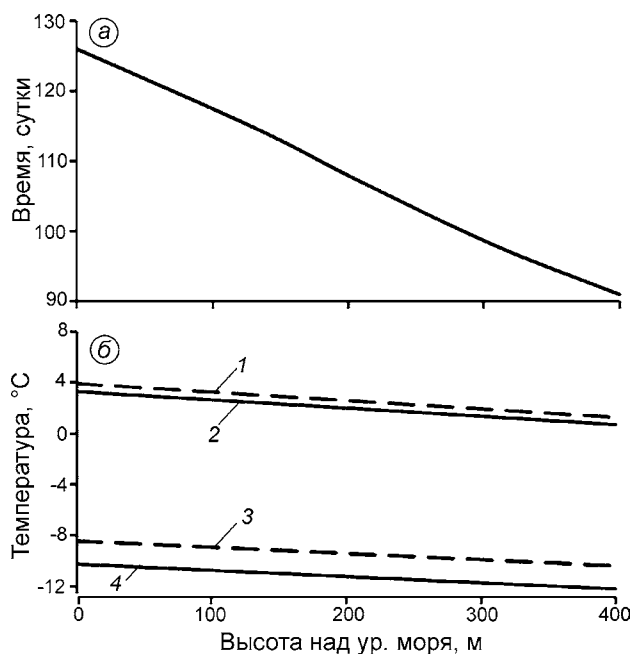


Рис. 3. Продолжительность периода с положительными температурами воздуха (а) и температура воздуха (б) в зависимости от высоты в районе ледника Восточный Грёнфьорд:

1, 2 – средняя суточная положительная температура; 3, 4 – средняя суточная отрицательная температура; за периоды: 1, 3 – с 2001 по 2010 г.; 2, 4 – с 1932 по 2014 г.

Fig. 3. Austre Grönfjorbreen area. (a) Duration of period with daily mean positive air temperature with altitude; and (b) daily mean air temperature with altitude for positive (1, 2) and negative temperature (3, 4) days in 2001–2010 (1, 3) and 1932–2014 (2, 4)

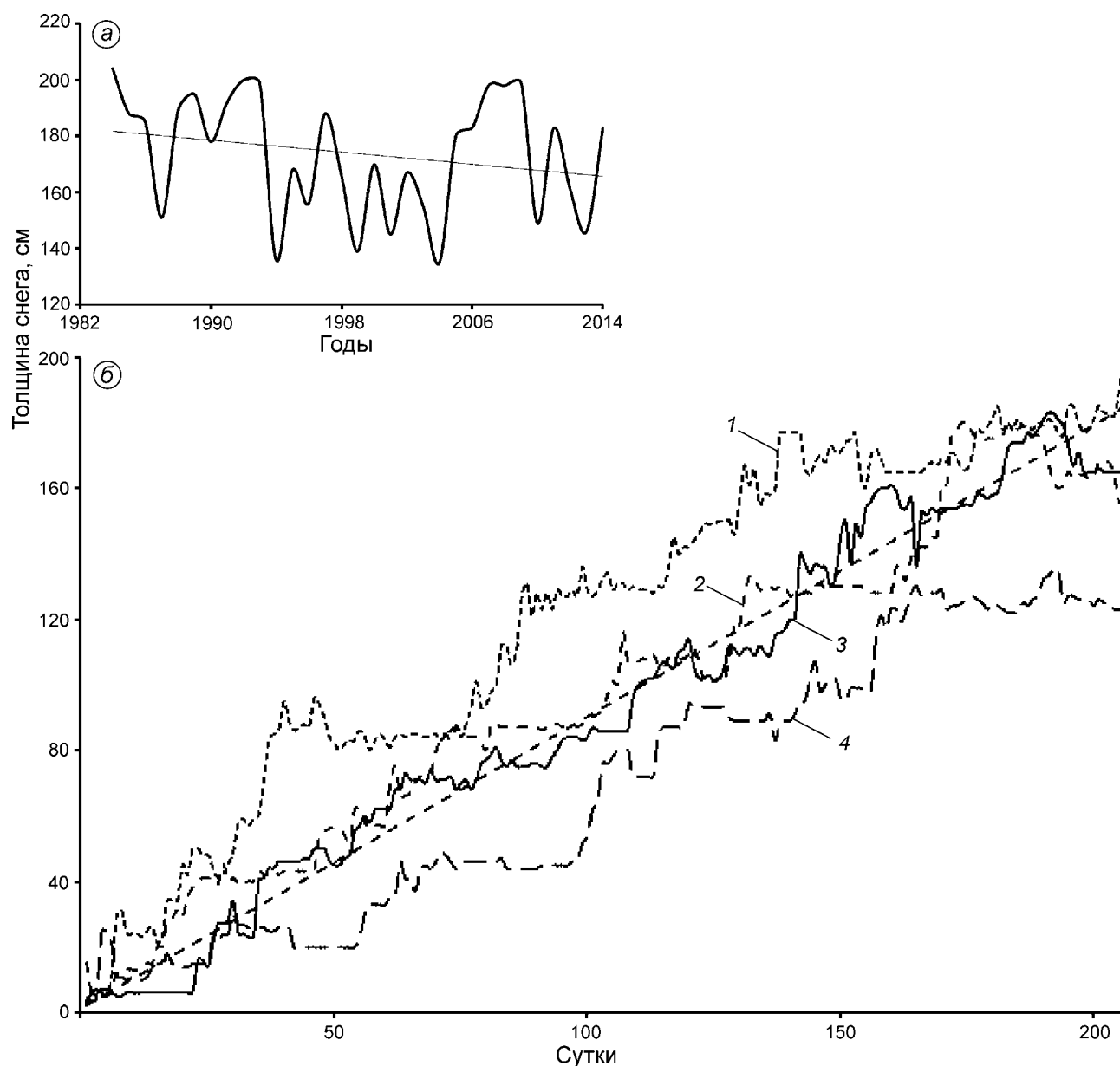


Рис. 4. Максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург за период 1984–2014 гг. (а), динамика и тренд (штриховая линия) толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд в 2003–2006 гг. (б): 1 – 2006 г., 2 – 2004 г., 3 – 2005 г., 4 – 2003 г.

Fig. 4. Maximum snow depth at Barentsburg weather station, 1984–2014 (a), dynamics and trend (dashed line) of snow depth at Austre Grønfjordbreen in 2003–2006 (b): 1 – 2006, 2 – 2004, 3 – 2005, 4 – 2003

на с частыми ветрами и оттепелями плотность снега достаточно высока. Зависимость плотности снега ρ_s от толщины снежного покрова h принимается в виде $\rho_s = 150 + 250h$, и при толщине снежного покрова 1 м плотность достигает 400 кг/м^3 . При дальнейшем росте толщины снега плотность принимается постоянной и равной 400 кг/м^3 .

Результаты измерений толщины ледника и слоя холодного льда

Для выяснения влияния региональных климатических условий на гидротермическую структуру ледника Восточный Грёнфьорд весной 2010 г. и весной 2012–2015 гг. экспедицией Института географии РАН был выполнен комплекс

Высота поверхности, общая толщина ледника, толщина холодного льда по данным радиозондирования, а также толщина снежного покрова по данным снегомерной съёмки на леднике Восточный Грэнфьорд

Номер точки	Координаты		Высота над ур. моря, м	Толщина		
	UTM X	UTM Y		ледника общая H_{Σ} , м	холодного льда H_c , м	снега h_s , см
1	486 472,33	8 645 395,56	446	54	19	176
2	485 714,29	8 646 510,78	309	121	121	167
3	485 343,87	8 647 264,84	267	145	75	159
4	484 518,37	8 649 079,89	153	113	95	115
5	484 344,29	8 648 252,78	206	115	115	153
6	484 733,23	8 648 276,59	210	144	129	144
7	485 110,26	8 648 355,97	207	81	73	129
8	484 579,23	8 647 203,99	308	109	29	214
9	484 700,94	8 646 714,51	356	109	20	205
10	485 016,45	8 645 865,86	410	142	43	219
11	484 313,07	8 649 858,93	95	71	71	93
12	484 160,54	8 650 491,32	56	17	17	88

исследований [1], предусматривающий: 1) радиолокационные измерения по сети профилей; 2) бурение и термометрию серии скважин глубиной 10–20 м; 3) измерения толщины снежного покрова по сети точек и профилей; 4) измерения толщины и плотности снежного покрова в шурфах, на дне которых велось бурение скважин. На профилях радиозондирования, кроме отражений от ложа, зарегистрированы отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ), которые, с учётом экстраполированных данных термометрии скважин, интерпретированы как отражения от границы раздела холодного и тёплого льда.

По данным радиолокационных измерений вдоль сети продольных и поперечных профилей на полученных радарных записях выделялись отражения от ложа и границы раздела холодного и тёплого льда, а также измерялись их времена запаздывания τ_B и τ_R . По временам отражений от ложа τ_B вычислена общая толщина ледника $H_{\Sigma} = V\tau_B/2$ в предположении, что скорость распространения радиоволн во всей толще ледника $V = 168$ м/мкс, т.е. равна скорости в холодном льду с плотностью 917 кг/м³. По временам запаздывания τ_R вычислялась толщина холодного льда H_c . Построены также карты общей толщины ледника и толщины холодного льда [1], по которым определялись толщины H_{Σ} и H_c в заданных точках (в нашем случае – в точках бурения температурных скважин со дна шурфов, в которых измерялись плотность, температура и толщина сезонного снежного покро-

ва до поверхности абляции предыдущего года). Положение и высоту этих точек определяли с помощью GPS-измерений. Результаты измерения общей толщины ледника Восточный Грэнфьорд, толщины его холодного слоя по данным радиолокации и толщины снежного покрова на нём приведены в таблице. Расположение на леднике Восточный Грэнфьорд точек, указанных в таблице, показано на рис. 5.

Результаты моделирования толщины холодного льда

Результаты расчётов динамики промерзания и толщины холодного слоя льда на высоте 300 м при средней многолетней температуре воздуха за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. даны на рис. 6. При расчётах принимались максимальная толщина снежного покрова 1 и 2 м и влажность льда 0,1 и 3% соответственно. Сравнение кривых 2 и 4, полученных при расчёте толщины холодного слоя ледника при толщине снежного покрова 2 м, влажности льда 0,1% и средней температуре воздуха за разные периоды, показало следующее. При средней температуре воздуха за 2001–2010 гг. толщина холодного слоя льда при абляции 0,58 м (кривая 2) составляет 61 м, она достигается за 12 лет. При средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда за 150 лет достигает 124 м (кривая 4), причём квазистационарный режим

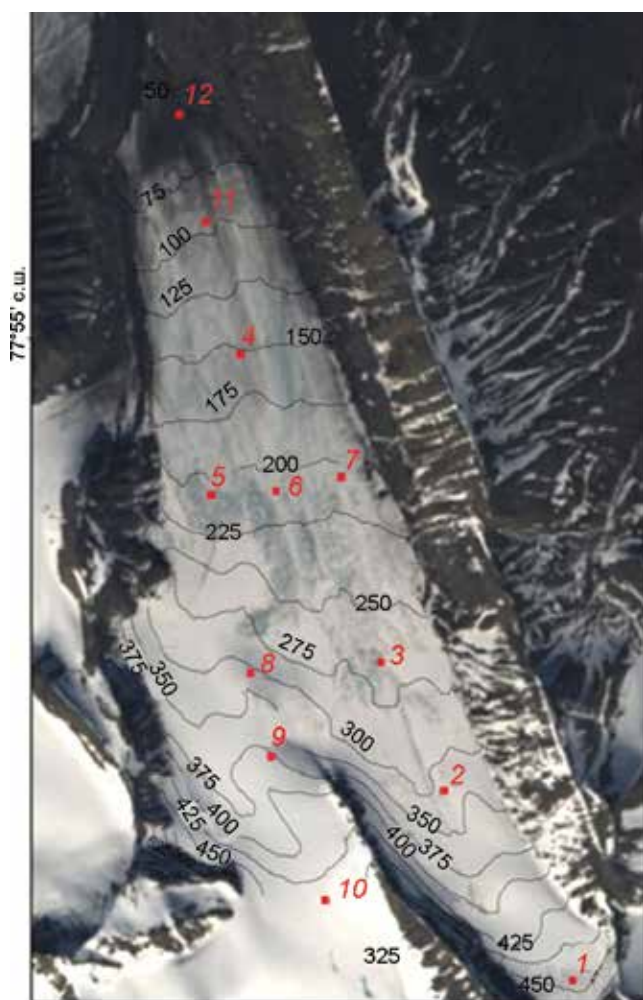


Рис. 5. Расположение точек измерений (см. таблицу) на леднике Восточный Грөнфьорд

Fig. 5. Location of measurement points (see Table) at Austre Grønfyordbreen

возникает через 50–70 лет и в дальнейшем толщина холодного слоя меняется мало. Так, если за 20 лет в расчётный период от 50 до 70 лет толщина холодного слоя увеличилась на 5 м – с 113 до 118 м, то за следующий отрезок времени с 70 до 150 лет промерзание увеличится на 6 м. Это вызвано тем, что абляция льда отсутствует, и растущая толщина холодного льда не сокращается. При толщине снега 1 м, влажности льда 0,1% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда при абляции 0,5 м составляет 108 м, которая достигается за 32 года (кривая 5). При толщине снега 1 м, влажности тёплого слоя льда 3% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда составит 31 м (кривая 1)

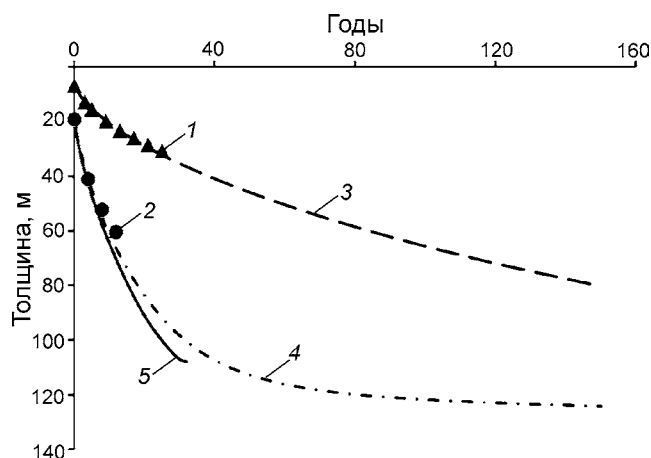


Рис. 6. Динамика промерзания и толщина холодного слоя льда ледника Восточный Грөнфьорд на высоте 300 м над ур. моря при разной максимальной толщине снежного покрова h_s и влажности льда p :

1 – 1 м и 3%; 2 – 2 м и 0,1%; 3 – 2 м и 3%; 4 – 2 м и 0,1%; 5 – 1 м и 0,1% для периодов времени: 1, 3–5 – 1932–2014 гг.; 2 – 2001–2010 гг.

Fig. 6. Dynamics of freezing and thickness of cold ice layer on Austre Grønfyordbreen at 300 m a.s.l. with different maximum snow depth h_s and water content p in temperate ice:

1 – $h_s = 1$ m, $p = 3\%$; 2 – $h_s = 2$ m, $p = 0.1\%$; 3 – $h_s = 2$ m, $p = 3\%$; 4 – $h_s = 2$ m, $p = 0.1\%$; 5 – $h_s = 1$ m, $p = 0.1\%$ for different time periods: 1, 3–5 – 1932–2014; 2 – 2001–2010

при времени адаптации (времени установления квазистационарного режима) 25 лет. В этом случае средняя годовая скорость промерзания на нижней границе холодного слоя будет равна средней годовой скорости абляции. После летнего таяния толщина холодного слоя сократится на величину абляции, но за счёт промерзания на нижней границе холодного слоя его толщина восстановится. При толщине снега 2 м толщина холодного слоя ледника за 150 лет составит 80 м и промерзание будет продолжаться (кривая 3).

Таким образом, влажность тёплого слоя ледника определяет скорость роста толщины холодного слоя и его величину. Так, при небольшой влажности льда скорость промерзания будет значительна и снизится до величины абляции на большой глубине (кривые 1 и 5), что увеличит толщину холодного слоя. При росте толщины снежного покрова сокращаются и период, и величина абляции. Более низким значениям абляции соответствует большая толщина холодного слоя (кривые 4 и 5). Результаты расчётов и измерений толщины холодного слоя льда представ-

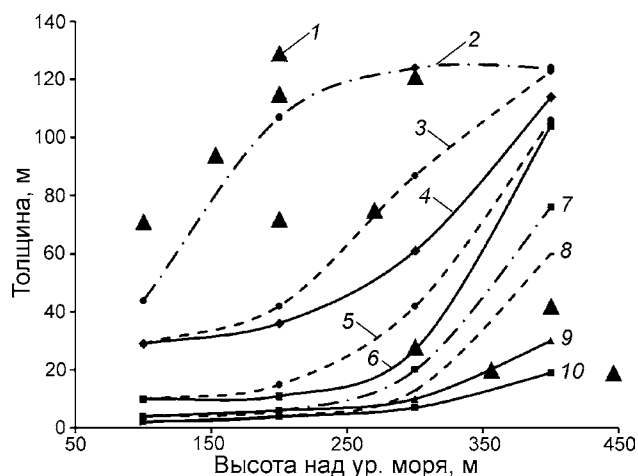


Рис. 7. Толщина холодного слоя ледника Восточный Грэнфьорд по данным радиозондирования (1 – треугольники) и модельных расчётов при средней положительной и отрицательной температуре воздуха за периоды 1932–2014 гг. (2) и 2001–2010 гг. (3–10), максимальной толщине снежного покрова $h_s = 1$ м (4, 6, 9, 10), $h_s = 2$ м (2, 3, 5, 7, 8) и влажности льда $p = 0,1\%$ (2–4), 1% (5–7, 9), 3% (7, 9), 5% (8, 10)

Fig. 7. Thickness of cold ice layer in Austre Grøn fjord-breen by data of radio-echo sounding (1 – triangles) and numerical modeling at mean positive and negative air temperatures in 1932–2014 (2) and 2001–2010 (3–10); maximum snow thickness $h_s = 1$ m (4, 6, 9, 10), and 2 m (2, 3, 5, 7, 8) and water content p in temperate ice 0.1% (2–4), 1% (5–7, 9), 3% (7, 9), and 5% (8, 10)

лены на рис. 7. Они показывают, что в *нижней и центральной частях* ледника на высотах 100–250 м при влажности его тёплого слоя более 1% толщина холодного слоя не должна превышать 20 м (кривые 5–10). Это обусловлено тем, что при таких значениях влажности скорость промерзания невелика и на глубинах 10–20 м составляет 1–2 м/год, что соответствует значениям абляции на таких высотах 1–2 м. Но, судя по радиолокационным измерениям, толщина холодного слоя льда здесь превышает 70 м. Вероятно, в этих частях ледника, где время существования льда довольно значительно, он успел осушиться. В то же время в *верхней части* ледника на высотах 300–400 м, вблизи влажной фирновой зоны, измеренные значения толщины холодного слоя – 20–30 м, что соответствует значениям влажности тёплого льда 3–5%.

Согласно расчётам, при увеличении высоты над уровнем моря и одинаковой влажности толщина холодного слоя льда растёт, что обусловле-

но снижением абляции. При этом с увеличением толщины снежного покрова в верхней части ледника за счёт сокращения периода таяния ледникового льда снижается абляция, и это вызывает дополнительный рост толщины холодного слоя ледника (кривые 7 и 9, 8 и 10).

Таким образом, результаты измерений при высоте над уровнем моря от 100 до 300 м наиболее соответствуют расчётам при средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снежного покрова 2 м и влажности тёплого льда $0,1\%$ (кривая 2 на рис. 7). На высотах от 300 м и более данные измерений соответствуют расчётам при влажности тёплого льда от 3 до 5%. Результаты расчёта толщины холодного слоя при средней положительной и отрицательной температурах воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снега $h_s = 1$ м и влажности льда $p = 5\%$ приблизительно совпадают с расчётами при $h_s = 2$ м и $p = 3\%$ при температуре воздуха за период 2001–2010 гг. (кривая 7).

Изменение термической структуры ледника и региональное изменение климата

Сравнение данных аэроадиозондирования ледника Восточный Грэнфьорд в 1979 г. на частоте 620 МГц и термометрии неглубоких (15–20 м) скважин в 2012 г. с данными наземного радиозондирования 2010–2012 гг. продемонстрировало [1] значительное сокращение толщины слоя холодного льда за 33-летний период. Сравнение расчётов толщины слоя холодного льда на высоте 300 м при толщине снежного покрова 2 м, влажности тёплого льда $0,1\%$ и температуре воздуха за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. (кривые 2 и 3 на рис. 7) показывает, что толщина слоя холодного льда уменьшилась на 37 м. При этом сравнение данных измерений толщины слоя холодного льда вдоль продольного профиля ледника за 1979 и 2012 г. [1] свидетельствует о сокращении толщины слоя холодного льда на 34 м. По данным моделирования, сокращение слоя холодного льда на высотах 100–300 м составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова 1 и 2 м соответственно, что объясняется повышением средней положительной температуры воздуха на $0,6^\circ\text{C}$. Это отвечает росту средней годовой температуры

воздуха на ближайшей ГМС в пос. Баренцбург на $0,6^{\circ}\text{C}$, поскольку в расчётах принята средняя положительная температура воздуха $3,7^{\circ}\text{C}$ за период 1932–2014 гг. и $4,3^{\circ}\text{C}$ за период 2001–2010 гг. Такая же разница положительных температур соответствует периодам 1932–1979 и 1979–2013 гг. — $3,4$ и $4,0^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Выводы

Для политермического ледника Восточный Грёнфьорд на Шпицбергене выполнены численные моделирование толщины верхнего слоя холодного льда в области абляции и сравнение полученных результатов с данными радиозондирования за 1979–2012 гг. Установлено, что толщина слоя холодного льда зависит от соотношения средней годовой скорости абляции и средней годовой скорости промерзания на границе холодного льда с придонным слоем тёплого льда. Средняя годовая скорость абляции в значительной степени определяется положительной температурой воздуха над ледниковой поверхностью и толщиной снежного покрова, а скорость промерзания — отрицательной температурой воздуха и содержанием воды (влажностью) в тёплом льду.

Численные эксперименты с тёплым льдом разной влажности позволили сравнить измеренные и вычисленные толщины холодного льда, а также оценить её изменения за 33-летний период и связанные с ними изменения регионального климата. Согласно данным радиозондирования, средняя толщина этого слоя уменьшилась на 34 м, а по данным моделирования на высоте 100–300 м сокращение составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова 1 и 2 м и связано с ростом средней положительной температуры воздуха на $0,6^{\circ}\text{C}$ по данным ближайшей ГМС в пос. Баренцбург. При этом такая же разница положительных температур соответствует периодам 1932–1979 и 1979–2013 гг.: $3,4$ и $4,0^{\circ}\text{C}$ соответственно.

При анализе входных параметров модели получена динамика температуры воздуха на ГМС Баренцбург за период 1932–2014 гг. Сравнение с периодом 2001–2010 гг. показало рост средней положительной температуры с $3,7$ до $4,3^{\circ}\text{C}$, а отрицательной — с $-9,6$ до $-7,8^{\circ}\text{C}$. Измерения температуры воздуха автоматическими метео-

станциями в 2014–2015 гг., установленными на морене и в верхней части ледника, позволили определить высотный градиент, который составил $0,65^{\circ}\text{C}/100$ м летом и $0,48^{\circ}\text{C}/100$ м зимой.

Расчёты динамики промерзания влажного льда на высоте 300 м над ур. моря показали, что при средней температуре воздуха в периоды 2001–2010 гг. толщина слоя холодного льда при толщине снежного покрова 2 м, влажности льда $0,1\%$ и абляции $0,58$ м составляет 61 м и достигается за 12 лет. При средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда за 150 лет достигает 124 м. При этом на квазистационарный режим она выходит через 50–70 лет, и дальнейшие изменения толщины холодного слоя относительно невелики. За период с 70-го до 150-го года промерзание увеличивается на 6 м. При толщине снега 1 м, влажности льда $0,1\%$ и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина слоя холодного льда при абляции $0,5$ м составляет 108 м и достигается за 32 года. При толщине снега 1 м, влажности тёплого слоя льда 3% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда составляет 31 м при времени адаптации 25 лет. В данном случае скорость промерзания на нижней границе холодного слоя будет равна величине абляции. Таким образом, влажность тёплого слоя ледника определяет скорость роста толщины слоя холодного льда и его величину. При росте толщины снежного покрова сокращаются период абляции и её величина. Более низким значениям абляции соответствует большая толщина холодного слоя.

Результаты расчётов показывают, что в нижней и центральной частях ледника на высотах 100–250 м при влажности тёплого слоя более 1% толщина слоя холодного льда не превышает 20 м. Это обусловлено тем, что при больших значениях влажности скорость промерзания невелика и на глубинах 10–20 м составляет всего 1–2 м/год, что соответствует значениям абляции на таких высотах равным 1–2 м. Однако измеренные значения толщины холодного слоя превышают 70 м. Это показывает, что в нижней и центральной частях ледника влажность тёплого слоя льда значительно меньше 1% , т.е. произошло его осушение. В то же время в верхней части ледника на высотах 300–400 м, вблизи от влажной фирновой зоны, измеренные значения

толщины холодного слоя составляют 20–30 м, что соответствует значениям влажности тёплого льда 3–5%. Результаты измерений на высоте от 100 до 300 м больше всего соответствуют расчётам при средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снежного покрова 2 м и влажности тёплого льда 0,1%. На высотах 300 м и выше данные измерений соответствуют расчётам при влажности тёплого льда 3–5%.

Таким образом, гидротермический режим ледников Шпицбергена в значительной степени подвержен влиянию климатических изменений. В условиях небольших положительных температур воздуха даже незначительные колебания температуры вызывают существенное сокращение слоя холодного льда и как следствие — толщины ледника. Наши исследования показали, что выявленные изменения толщины слоя холодного льда в политермических ледниках могут использоваться для оценки длиннопериодных изменений регионального климата, в частности, температуры воздуха на разных высотах в области абляции таких ледников.

Численные эксперименты с применением математического моделирования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00022а, а натурные измерения по определению толщины холодного слоя и других параметров — при поддержке программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 годы № 01201352474 и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген.

Литература

1. Василенко. Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19.
2. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. Вып. 92. С. 5–148.
3. Гаврилова М.К. Радиационный климат Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 223 с.
4. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках: Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
5. Давидович Н.В. Поле летней температуры в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. 1982. Вып. 45. С. 56–65.
6. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Ред. В.М. Котляков. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 48–115.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 13–19.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
9. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37.
10. Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 196 с.
11. Barrett B.E., Murray T., Clark R. Errors in Radar CMP velocity estimates due to survey geometry, and their implication for ice water content estimation // Journ. of Environmental and Engineering Geophysics. 2007. V. 12. № 1. P. 101–111.
12. Jiscot H., Murray T., Boyle P. Controls on distribution of surge-type glaciers in Svalbard // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 218–222.
13. Navarro F.J., Macheret Yu. Ya., Benhumea B. Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers // Journ. of Applied Geophysics. 2005. V. 57. P. 193–211.

Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов

© 2016 г. Ю.Н. Чижова^{1*}, Е.П. Ретс², Ю.К. Васильчук¹, И.В. Токарев³, Н.А. Буданцева¹, М.Б. Киреева¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт водных проблем РАН, Москва;

³Ресурсный центр «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета

^{1*}*ecentr@yandex.ru*

Two approaches to hydrograph separation of the glacial river runoff using isotopic methods

Yu.N. Chizhova^{1*}, E.P. Rets², Yu.K. Vasil'chuk¹, I.V. Tokarev³, N.A. Budantseva¹, M.B. Kireeva¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

³Centre for Geo-Environmental Research and Modelling (GEOMODEL) at St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^{1*}*ecentr@yandex.ru*

Article accepted for publication on February 13, 2016

Keywords: *Caucasus, hydrograph separation, snow melt, stable isotope.*

Summary

Application of the stable isotope method in the balance equations used to calculate separation of the runoff hydrograph from the Djankuat Glacier basin is demonstrated. Simultaneous solution of equations of water, isotope and ion balances is applied to estimate contributions of different components and processes to formation of the Djankuat River runoff regime. For June 2014, we made calculations for the purpose to separate contributions of the spring (isotopically weighted) snow and winter (isotopically depleted) snow. Field works in the glacial basin Djankuat were performed during two ablation seasons, i.e. from June to September of 2013 and 2014. Two approaches were used when calculating separation of the runoff hydrograph by means of solution of systems of equations for isotopic and ion balances: 1) taking account of the isotope fractionation during snow melting, and 2) with no account for the fractionation. Separation of the hydrograph for June 2014 have shown that about 15–20% of the Djankuat River runoff is formed by spring snow melting, sometimes increasing up to 36%. Contribution of spring meltwater to the total runoff increases when the isotope fractionation during the snow melting is taken into account for the calculations. In this case, the contribution of spring snow changes from 30 to 50%.

Статья принята к печати 13 февраля 2016 г.

Ключевые слова: *изотопный состав, Кавказ, снежный покров, таяние.*

Рассмотрено применение метода стабильных изотопов в балансовых расчётах расчленения гидрографа стока с ледника Джанкуат. Изученные изотопные вариации стока на замыкающем створе р. Джанкуат для двух сезонов абляции 2013 и 2014 г. совместно с измерениями $\delta^{18}\text{O}$ и минерализации различных источников питания р. Джанкуат (атмосферные осадки, снег разных сезонов, фирн, лёд и грунтовые воды) позволили расчленить гидрограф стока 2014 г. Применялись два методических подхода к расчётам: разделение гидрографа стока решением систем уравнений ионного и изотопного баланса с учётом изотопного фракционирования при таянии снега и без учёта фракционирования. Установлена величина погрешности расчётов с использованием значений $\delta^{18}\text{O}$ и абсолютных концентраций ^{18}O .

Введение

Информация об источниках питания рек важна для ряда гидрологических задач и, в частности, для прогноза характерных расходов воды в условиях изменчивости климата. Особую сложность эта задача приобретает при изучении горных рек с большой долей оледенения в бассейне. В этом случае в формировании стока реки участвуют воды, образующиеся в результате таяния льда и фирна в разных частях ледника, воды от таяния сезонного снега как в ледниковой, так

и в неледниковой частях бассейна, а также поступающие за счёт летних дождевых осадков и подземных вод. Оценка роли и режима каждого из источников питания необходима для понимания механизмов формирования стока в высокогорных речных бассейнах. Для решения данной задачи в гидрологии рек часто используется метод расчленения гидрографа стока.

Применение стабильных изотопов водорода ^2H и кислорода ^{18}O в гляциологии и гидрологии основано на естественной вариации изотопного состава составляющих стока ледниковых рек

и баланса массы ледника в течение года [1]. В качестве эталона для оценки концентраций ^2H (D) и ^{18}O используется SMOW (или его современный аналог V-SMOW) — стандарт среднеокеанической воды, который отвечает абсолютной концентрации дейтерия, т.е. отношению содержания дейтерия к протию, равному 0,0001557, и концентрации тяжёлого кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,002005$. Концентрации дейтерия и тяжёлого кислорода измеряются в виде отклонения от стандарта и оцениваются как отношение δ в ‰:

$$\delta D = [(^D R_{\text{образца}} - ^D R_{\text{стандарта}}) / ^D R_{\text{стандарта}}] \times 1000\text{‰};$$

$$\delta^{18}\text{O} = [(^{18}\text{O} R_{\text{образца}} - ^{18}\text{O} R_{\text{стандарта}}) / ^{18}\text{O} R_{\text{стандарта}}] \times 1000\text{‰},$$

$$\text{где } ^D R = ^2\text{H}/^1\text{H}, \quad ^{18}\text{O} R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}.$$

Снег, фирн, лёд, талая, дождевая и подземная вода имеют разное содержание стабильных изотопов кислорода и дейтерия. Это позволяет применять данные об изотопном составе в качестве индикатора при исследовании вод разного происхождения [9, 10] и расчленении гидрографа. В классическом варианте расчленения гидрографа реки геохимическим методом маркером служат выраженные различия в концентрации какого-либо элемента в том или ином источнике питания.

Изотопные трассеры в сочетании с геохимическими (электропроводность воды, растворённый углерод и т.д.) применяют для выяснения особенностей гидрологических процессов в пределах небольших водосборов, особенно в периоды выпадения дождей и таяния снега. Изотопы ^{18}O , ^2H и ^3H используют наиболее часто, так как они — составная часть молекулы воды. Применение этих консервативных природных трассеров связано с тем, что метеорные воды сохраняют свои отличительные свойства до смешивания с водами другого состава. Существует мнение, что изотопный метод плохо применим на горных ледниках умеренных широт, особенно с тёплым режимом, так как интенсивное таяние ледников, их повторное замерзание, частые фазовые переходы вместе с модифицирующим влиянием талых и дождевых вод должны приводить к сглаживанию первоначальных изотопных различий. Тем не менее, глубокое керновое бурение тёплых ледников показало, что изучение изотопного состава даже тёплых ледников помогает решить целый ряд задач [4]. На Кавказе един-

ственное место, где в ледниковой толще прослойки инфильтрационного льда не превышают 10 мм и формируются не каждый год, — Западное плато Эльбруса на высотах более 5000 м [11].

Совместное решение уравнений изотопного, ионного (солевого) и водного балансов позволяет установить сезонную динамику различных составляющих стока — источников, участвующих в его формировании [7]. Обычно двухкомпонентные ($f_1 + f_2 = 1$) системы уравнений решают с применением одного маркера, трёхкомпонентные — с использованием двух, а четырёхкомпонентные — трёх маркеров [6, 8, 12]. В нашем случае вместе с изотопным маркером применяется геохимический маркер — общая минерализация воды, рассчитанная по полученной для данного ледникового бассейна зависимости от электропроводности. В общем виде система уравнений для разделения гидрографа балансовым изотопно-солевым методом основывается на следующих положениях:

$$f_1 + f_2 + f_3 = 1;$$

$$M_1 f_1 + M_2 f_2 + M_3 f_3 = M_{\text{ст}};$$

$$R^{18}\text{O}_1 f_1 + R^{18}\text{O}_2 f_2 + R^{18}\text{O}_3 f_3 = R^{18}\text{O}_{\text{ст}}$$

где f_1, f_2, f_3 — доли отдельных компонент в формировании общего стока; M_i — минерализация воды каждой компоненты; $R^{18}\text{O}_i$ — изотопный состав каждой компоненты.

Методика работ

Для ледника Джанкуат, расположенного на северном склоне Главного Кавказского хребта (43,2° с.ш., 42,75° в.д.), в 2013 и 2014 г. выполнены комплексные изотопно-геохимические исследования талого стока и компонентов, участвующих в формировании стока р. Джанкуат [2, 5], с заложением временных гидрологических постов (рис. 1). В периоды абляции (июнь—сентябрь) 2013 и 2014 г. выполнялись гидрологические работы в бассейне р. Джанкуат, предусматривающие непрерывное измерение стока р. Джанкуат на посту примерно в 1000 м ниже истока. Регистрация уровня воды с часовым ходом проводилась автоматическими самописцами уровня воды АДУ-02 и Solinst. Для перерасчёта уровней воды в расходы были по-

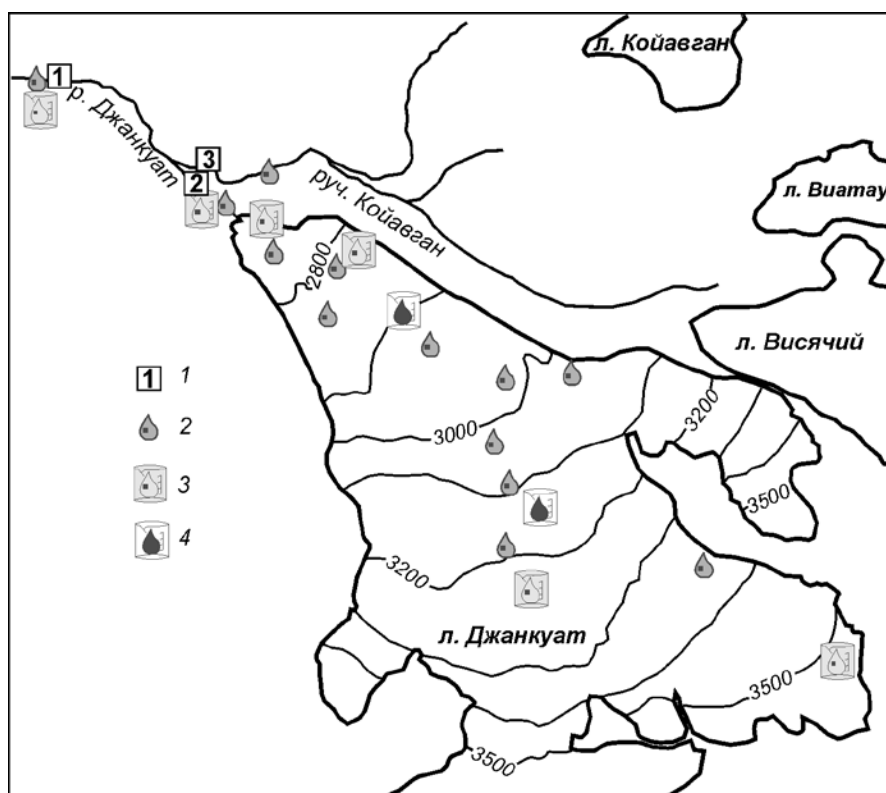


Рис. 1. Ледниковый бассейн Джанкуат с расположением пунктов отбора проб:

1 – гидрологические створы; 2 – отбор 2014 г.; 3 – отбор 2013 г.; 4 – отбор 2010 г.

Fig. 1. Glacial basin Djankuat with the location of sampling points:

1 – gauging stations; sampling sites: 2 – 2014; 3 – 2013; 4 – 2010

строены кривые связи этих двух характеристик р. Джанкуат для разных месяцев тёплого периода. Всего выполнено более 80 измерений расходов воды методом ионного паводка. При измерении расхода воды определялась также её электропроводность. В 2014 г. пробы воды на изотопный состав отбирались на гидрологическом посту ежедневно дважды в день. Всего отобрано 242 пробы воды р. Джанкуат. Снежный покров, фирн и лёд с разных частей ледника Джанкуат отбирался как с поверхности в разных высотных зонах, так и в пройденных четырёх шурфах на леднике (9 проб в 2013 г. и 58 проб в 2014 г.). Также отбирались пробы атмосферных осадков из осадкомера, установленного на гляциологической станции. В 2013 г. было взято две пробы, в 2014 г. отбирались все индивидуальные осадки, если их количество превышало 0,5 мм (всего за сезон была взята 31 проба).

Образцы, отобранные в 2013 г., анализировались в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. В 2014 г. все пробы отбирались в двух экземплярах и независимо анализировались в изотопной лаборатории МГУ и в Ресурсном цен-

тре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета на лазерном инфракрасном анализаторе изотопного состава воды Picarro L-2120i. Для измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP, а также собственные лабораторные стандарты. Разница в результатах определения $\delta^{18}\text{O}$ по одним и тем же образцам, полученным в ходе анализа двумя лабораториями, не превышала $\pm 0,2\text{‰}$ [2]. Измерения электропроводности и pH в пробах воды вели в оборудованной полевой лаборатории.

Результаты

Выполнено расчленение гидрографа стока для июня 2014 г. совместным решением уравнений изотопного, солевого (минерализация) и водного баланса. Для изотопного расчленения гидрографа реки необходимое условие – выраженное различие в изотопном составе составляющих баланса (подземные воды, снег, дождь, лёд). Для расчленения гидрографа стока 2014 г. использованы средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и минерализации, полученные для различных источников питания р. Джанкуат (табл. 1). На начало сезона

Таблица 1. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и минерализации в отобранных образцах

Источники питания	Средние значения $\delta^{18}\text{O}$, ‰	Интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, ‰	Использовано в расчётах	Средняя минерализация, мг/л	Интервал минерализации, мг/л	Использовано в расчётах, мг/л
Зимний снег	-14,6	-12,32 ÷ -19,0	-15‰ = 0,001975	11,6	6,4 ÷ 33,5	12
Весенний снег	-7,3	-6,76 ÷ -7,68	-7‰ = 0,001991	8,67	7,36 ÷ 9,71	9
Фирн	-11,0	-7,64 ÷ -13,75	-11‰ = 0,001983	13,3	6,14 ÷ 22,5	13
Лёд	-12,8	-9,76 ÷ -16,0	-13‰ = 0,001979	15,1	9,8 ÷ 39,6	15
Дождь	-4,7	-0,8 ÷ -10,9	Каждое значение	12,3	—	12
Грунтовые воды	-11,5	-11,13 ÷ -11,8	-12‰ = 0,001981	96,7	83,2 ÷ 105	97

абляции (для июня) составлена система уравнений, состоящая из двух подсистем для дней без значительных жидких осадков, в которых отдельно рассматриваются солевой баланс — формула (1) и изотопный баланс — формула (2):

$$\begin{cases} M = q_{sn}^{Gl} M_{sn} + (q_{sn}^{NGl} + q_{gr}) M_{gr}, \\ q_{sn}^{Gl} + q_{sn}^{NGl} + q_{gr} = 1; \end{cases} \quad (1)$$

$$\begin{cases} R^{18}\text{O} = q_{snw} R^{18}\text{O}_{snw} + q_{snc} R^{18}\text{O}_{snc} + q_{gr} R^{18}\text{O}_{gr}; \\ q_{snw} + q_{snc} + q_{gr} = 1, \end{cases} \quad (2)$$

где M_{sn} — средняя минерализация талой снежной воды (снега); q_{sn}^{Gl} и q_{sn}^{NGl} — доли стока за счёт таяния снега с ледниковой и неледниковой частей бассейна соответственно; $R^{18}\text{O}_{snw}$ и $R^{18}\text{O}_{snc}$ — средние концентрации ^{18}O в тёплом (весеннем) и холодном (зимнем) снеге соответственно; q_{snw} и q_{snc} — доли стока за счёт таяния тёплого и холодного снега соответственно.

Были приняты некоторые допущения. Во-первых, в начале периода абляции таяние льда незначительное, поскольку в основном снег тает на поверхности и эту составляющую можно не учитывать. Во-вторых, вода от таяния снега, стекая по неледниковой части бассейна, фильтруется через слой отложений и насыщается со-

лями в той же степени, что и грунтовые воды. В ходе гидрохимических полевых исследований установлено, что фоновое значение электропроводности в ручьях, стекающих со снежников, и грунтовых водах примерно одинаково. Следовательно, минерализацию талого снега с неледниковой части бассейна можно принять равной минерализации грунтовых вод, что значительно упрощает систему уравнений [2].

Система уравнений (1) имеет решение, если исключить одну из переменных, например, принять расход грунтовых вод за постоянную величину. Более ранними наблюдениями установлено, что величина базисного стока приблизительно составляет $0,4 \text{ м}^3/\text{с}$ [5]. Тогда гидрограф р. Джанкуат для июня может быть разделён на три составляющие: базисный сток; сток, образованный за счёт таяния снега с ледниковой части бассейна; сток, сформировавшийся в результате таяния снега с неледниковой части бассейна (рис. 2). Доля последней составляющей закономерно уменьшается в течение рассматриваемого периода. Аналогичным образом решается и система уравнений (2) [2].

Подход 1. Расчёт по уравнению изотопного баланса для июня позволяет разделить составляющие таяния весеннего и зимнего снега

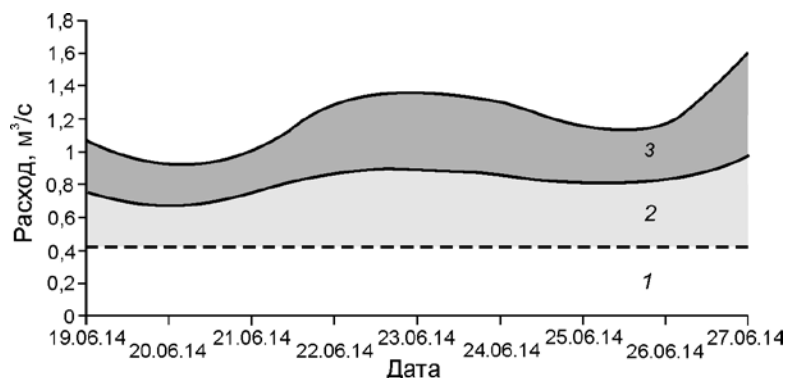


Рис. 2. Расчленение гидрографа стока р. Джанкуат за июнь 2014 г. с помощью системы уравнений (1):

1 — базисный сток; 2 — сток за счёт таяния снега с неледниковой части; 3 — сток за счёт таяния на леднике

Fig. 2. The Djankuat river hydrograph separation in June 2014 using equations (1):

1 — base flow; 2 — snow melt on non-glacial territory; 3 — snow melt on glacier

Таблица 2. Расчёт расходов компонента весеннего снега в стоке р. Джанкуат в июне 2014 г. двумя подходами*

Дата	Q , м ³ /с	Расчёт по значениям $\delta^{18}O$	Расчёт по абсолютным концентрациям	Расчёт с учётом фракционирования
09.06.2014	0,83	0,14/16,6	0,15/18,5	0,26/30,8
10.06.2014	0,83	0,13/15,5	0,16/18,6	0,26/31,0
11.06.2014	0,73	0,18/24,1	0,16/22,2	0,24/32,9
12.06.2014	0,54	0,04/7,4	0,05/8,6	0,08/14,4
13.06.2014	0,44	0,01/1,4	0,01/1,4	0,01/1,4
14.06.2014	0,50	0,02/3,6	0,03/6,1	0,05/10,2
15.06.2014	0,64	0,07/11,1	0,08/13,0	0,14/21,7
16.06.2014	0,82	0,22/26,4	0,20/24,5	0,30/36,7
17.06.2014	1,03	0,23/22,3	0,23/22,3	0,38/37,1
18.06.2014	1,15	0,28/24,5	0,28/23,9	0,46/39,8
19.06.2014	1,07	0,25/23,4	0,24/22,8	0,41/38,0
20.06.2014	0,92	0,24/26,1	0,25/26,7	0,37/40,3
21.06.2014	1,00	0,32/31,7	0,34/34,2	0,49/48,7
22.06.2014	1,29	0,39/30,3	0,41/31,6	0,63/48,5
23.06.2014	1,37	0,40/29,1	0,44/32,2	0,68/49,5
24.06.2014	1,30	0,36/27,9	0,41/31,6	0,63/48,5
25.06.2014	1,15	0,26/22,6	0,27/23,8	0,46/39,7
26.06.2014	1,19	0,27/23,0	0,29/24,2	0,48/40,4
27.06.2014	1,64	0,44/26,6	0,46/27,9	0,76/46,5
28.06.2014	1,68	0,61/36,3	0,58/34,4	0,89/53,2
29.06.2014	1,43	0,39/27,1	0,38/26,5	0,63/44,1
30.06.2014	1,34	0,24/18,2	0,26/19,5	0,49/36,7

* Q — расход в замыкающем створе; в числителе — $Q_{\text{сн. в}}$ — расход за счёт таяния весеннего снега, м³/с; в знаменателе — доля таяния весеннего снега, %.

в общем стоке (табл. 2, рис. 3). В июне существенную долю в суммарном стоке р. Джанкуат имеет сток от таяния весеннего снега благодаря сформировавшим его особым погодным условиям 2014 г. — обильному весеннему снегопаду. В рассматриваемый отрезок времени (июнь) роль этой составляющей в суммарном стоке варьирует от 10 до 35%. Для стока же, образованного от таяния зимнего снега, характерна положительная динамика: его доля в течение июня увеличивается с 20–30% для начала месяца до 50% для конца. Изменчивость подземного стока для данного периода, к сожалению, оценить невозможно, так как значение расхода этой составляющей для упрощения решения было принято за константу, но в среднем на их долю приходится 40% суммарного стока.

Авторы рассчитали изотопный баланс для июня (уравнение 2) по значениям $\delta^{18}O$ [2], а затем эта же система уравнений решалась с применением абсолютных концентраций. Поскольку в си-

стему объединяются уравнения водного и ионного баланса, логично использовать одноразмерные величины, т.е. концентрации. Это были значения изотопного состава в абсолютных величинах концентраций $R = {}^{18}O/{}^{16}O$ (см. табл. 1), так как $\delta^{18}O$ и δD — величины относительные и их использование в математических расчётах может привести к погрешностям. Итоговые рассчитанные величины вклада весеннего и зимнего снега в общий сток в июне при использовании значений $\delta^{18}O$ и абсолютных концентраций различаются незначительно (см. табл. 2), а на графиках визуально неотличимы. Существует мнение, что в балансовых расчётах требуется использовать абсолютные концентрации изотопов для корректного выполнения математических вычислений. В методическом отношении это совершенно правильно. Тем не менее, погрешность расчётов в случае применения значений $\delta^{18}O$ при довольно качественных оценках вклада составляющих в общий сток можно признать незначительной.

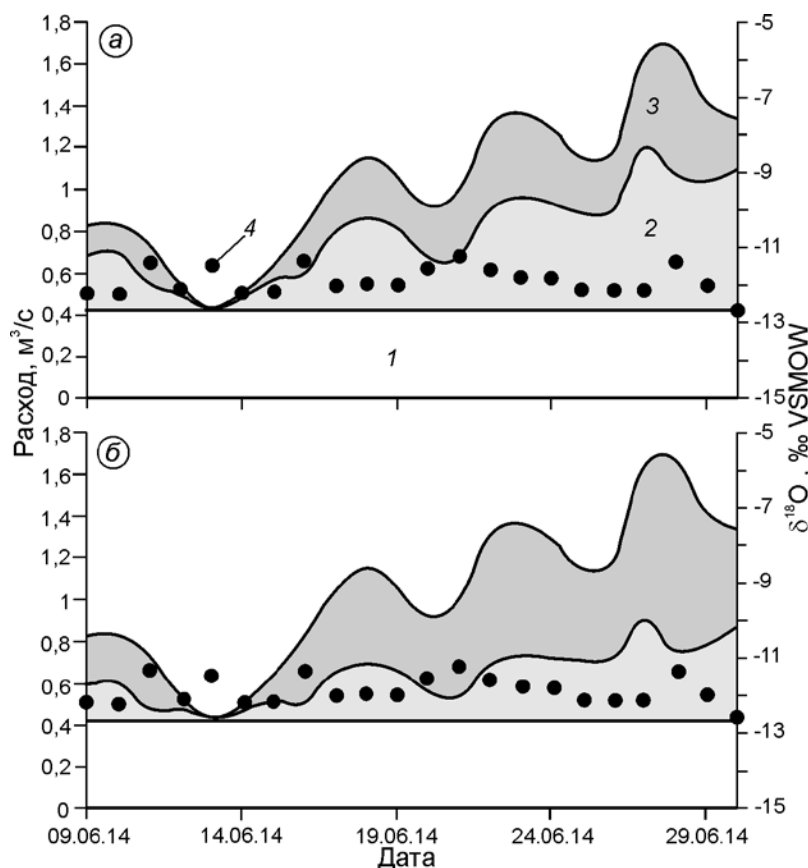


Рис. 3. Расчленение гидрографа стока р. Джанкуат за июнь 2014 г. с помощью системы уравнений (2) без учёта изотопного фракционирования (а) и с учётом изотопного фракционирования при таянии снега (б):

1 – базисный сток; 2 – сток за счёт таяния зимнего снега; 3 – сток за счёт таяния весеннего снега; 4 – значения $\delta^{18}\text{O}$ р. Джанкуат на замыкающем створе

Fig. 3. The Djankuat river hydrograph separation in June 2014 using equations (2) without isotope fractionation (a) and taking into account the isotope fractionation during snow melt (b):

1 – base flow; 2 – spring snow melt; 3 – winter snow melt; 4 – $\delta^{18}\text{O}$ values in total Djankuat river runoff

Подход 2. Важный аспект в расчётах по расчленению гидрографа – выбор значений, закладываемых в систему уравнений (см. табл. 1). Для расчёта выбраны средние изотопные значения для весеннего поверхностного снега и зимнего сезонного снега, вскрытого пройденными шурфами в разных высотных зонах ледника. Шурфы исследованы в середине июня, и в снежной толще по изотопному составу выделены слои изотопно тяжёлого весеннего снега и изотопно лёгкого зимнего снега. В точках заложения шурфов вели наблюдения за изотопной динамикой снежной толщи в течение всего периода абляции. Зафиксированы изотопная гомогенизация разреза снежной толщи от июня к августу и изменение соотношения $\delta^{18}\text{O}$ – δD в сторону уменьшения угла наклона аппроксимирующей прямой, что свидетельствует о процессах изотопного фракционирования при таянии снега и промачивании его жидкими атмосферными осадками (рис. 4).

Известно, что при таянии снежного покрова первые порции талой воды изотопно облегчены относительно среднего состава снежной

толщи примерно на 3–2‰ по $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 5) [13]. Если для середины июня, когда мощность весеннего снега на леднике всё ещё очень велика, учесть величину фракционирования, то для решения системы уравнений надо выбрать значения $\delta^{18}\text{O}$ –9‰ для весеннего снега и –17‰ для зимнего. В этом случае картина изотопного гидрографа заметно изменится (см. рис. 3, б, см. табл. 2) и доля весеннего снега составит в среднем от 30 до 50%. Но это картина характеризует лишь июнь, так как к июлю постоянно и постепенно тающий снежный покров будет поставлять талую воду последовательно изотопно утяжеляющуюся (близкую к средней величине по разрезу) и выделить весенний и зимний снег не удастся. Точнее, талая снеговая вода будет нести обобщённую изотопную характеристику.

Вероятно, к концу июля изотопный состав оставшегося снега уже не отличается от фирна и льда и ледник в изотопном отношении становится однородной системой независимо от высотных зон. Наши исследования ледника Джанкуат показали, что лёд из трещин в разных высотных зонах не имеет высотного изотопного эффек-

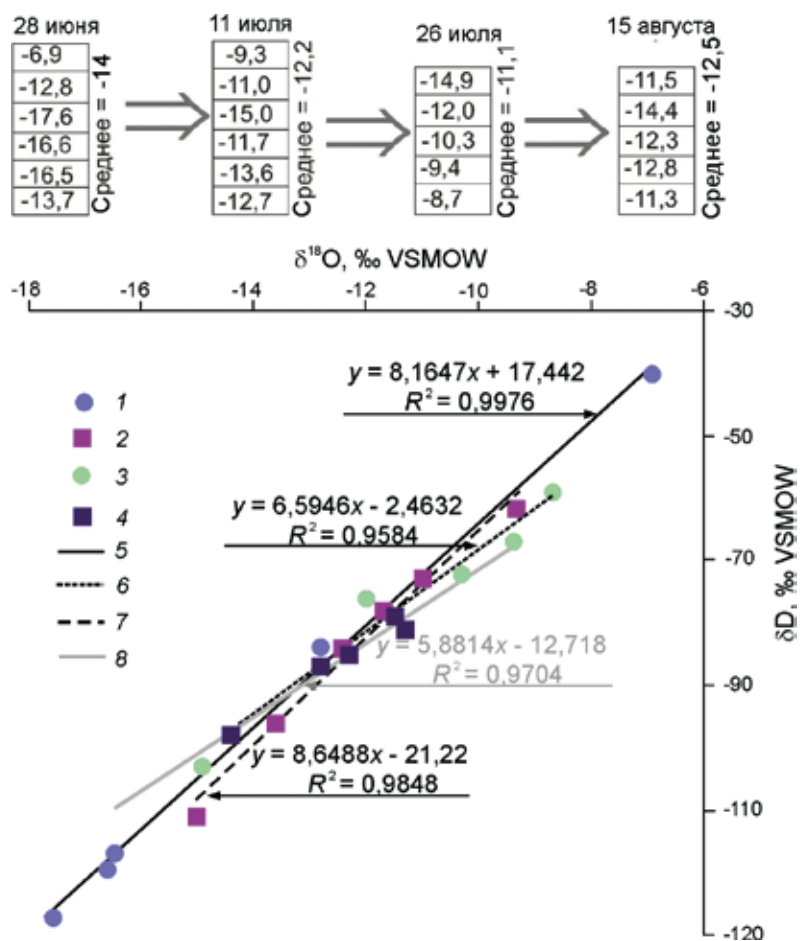


Рис. 4. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежных горизонтах в шурфе, заложенном в десятой зоне ледника Джанкуат, от июня к августу 2014 г. и соответствующие этим датам зависимости $\delta^{18}\text{O}$ – δD :

1 – 28 июня; 2 – 11 июля; 3 – 26 июля; 4 – 15 августа; 5 – линия линейной аппроксимации для 28 июня; 6 – линия линейной аппроксимации для 26 июля; 7 – линия линейной аппроксимации для 11 июля; 8 – линия линейной аппроксимации для 15 августа

Fig. 4. Changing of $\delta^{18}\text{O}$ values in snow pits in 10 zone of the Djankuat Glacier from June to August and corresponding to these dates $\delta^{18}\text{O}$ – δD relations:

1 – 28 June; 2 – 11 July; 3 – 26 July; 4 – 15 August; 5 – linear trend for 28 June; 6 – linear trend for 26 July; 7 – linear trend for 11 July; 8 – linear trend for 15 August

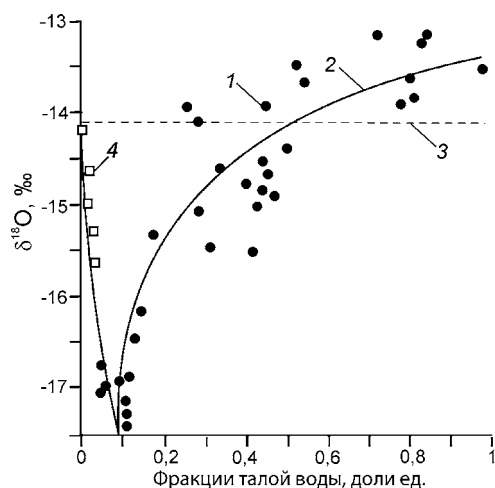


Рис. 5. Изотопное фракционирование при таянии снежного покрова, по [11]:

1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в талой воде; 2 – линия аппроксимации; 3 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ снега; 4 – самые первые образцы талой воды с обратным трендом изотопных значений

Fig. 5. The isotope fractionation during snow melt [11]: 1 – $\delta^{18}\text{O}$ values of melt; 2 – approximation line; 3 – $\delta^{18}\text{O}$ values of snow; 4 – early meltwaters that show the opposite trend of isotopic composition variation from the remaining sample

та [5]. Это же можно сказать о снежном покрове в течение периода абляции, когда тающий снег дополнительно промачивается летними дождями. Поэтому во второй половине периода абляции более важными становятся вопросы о подледниковом таянии и подледниковом резервуаре талых вод. Для ледника Джанкуат построены детальные карты подледного рельефа на основе площадной радиолокационной съёмки [3], отражающие систему цирков под ледником. Можно предположить наличие под ложем резервуара талых вод.

Выводы

Совместное решение уравнений баланса минерализации и $\delta^{18}\text{O}$ позволяет с помощью определённых допущений вычленивать составляющие весеннего, зимнего снега, таяния на леднике и неледниковой части в общем стоке р. Джанкуат в июне. Для повышения точности результатов и более детального расчленения гидрографа

стока ледниковой реки необходимо использовать большее число характеристик водного тока в качестве предикторов. Учёт изотопного фракционирования при таянии снега предложенным методом ведёт к значительным изменениям в оценке вклада составляющих в общем стоке ледниковой реки.

Благодарности. Авторы благодарны коллегам, помогавшим при отборе образцов в поле: В.В. Поповнину, М.С. Гайдамухе, В.Г. Пастухову, А.М. Смирнову и А.Г. Ростиашвили.

Исследования финансово поддерживались за счёт грантов Российского научного фонда (изотопные определения 2013 и 2014 гг. в снеге и льду — по проекту № 14-27-00083 Ю.К. Васильчук; изотопные определения в стоке в 2014 г. — по проекту № 14-17-00766 И.В. Токарев) и РФФИ (гидрологические исследования — по проекту № 16-35-60042 мол-а-дк Е.П. Рец; изотопные обобщения и расчёты — по проекту № 16-05-00977 Ю.Н. Чижова, Н.А. Буданцева).

Литература

1. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
2. Васильчук Ю.К., Рец Е.П., Чижова Ю.Н., Токарев И.В., Фролова Н.Л., Буданцева Н.А., Киреева М.Б., Лошакова Н.А. Расчленение гидрографа стока реки Джанкуат, Центральный Кавказ с помощью изотопных методов // Водные ресурсы. 2016. № 4. С. 58–69.
3. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А., Попов Г.А., Поповнин В.В. Толщина, объём льда и подлёдный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 7–19.
4. Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 320 с.
5. Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Рец Е.П., Лошакова Н.А., Поповнин В.В., Васильчук Ю.К. Вариации изотопно-кислородного состава талого стока ледника Джанкуат на Центральном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 6. С. 48–56.
6. Bhatia M.P., Das S.B., Kujawinskie E.B., Henderson P., Burke A., Charette M.A. Seasonal evolution of water contributions to discharge from a Greenland outlet glacier: insight from a new isotope-mixing model // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 929–941.
7. Cable J., Ogle K., Williams D. Contribution of glacier meltwater to streamflow in the Wind River Range, Wyoming, inferred via a Bayesian mixing model applied to isotopic measurements // Hydrological Processes. 2011. V. 25. № 14. P. 2228–2236.
8. Carey S.K., Quinton W.L. Evaluating runoff generation during summer using hydrometric, stable isotope and hydrochemical methods in a discontinuous permafrost alpine catchment // Hydrological Processes. 2005. V. 19. P. 95–114.
9. Dinçer T., Payne B.R., Flowkowski T., Martinec J., Tongiorgi E. Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Oxygen-18 // Water Resources Research. 1970. V. 6. P. 110–124.
10. Herrmann A., Stichler W. Groundwater-runoff relationships // Catena. 1980. V. 7. P. 251–263.
11. Mikhalev V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. № 9. P. 2253–2270.
12. Ohlanders N., Rodrigues M., McPhee J. Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt // Hydrology and Earth System Sciences. 2013. V. 17. P. 1035–1050.
13. Taylor S., Feng X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B., Renshaw C.E. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // Water Resource Research. 2001. V. 37. № 3. P. 759–769.

Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия)

© 2016 г. Д.В. Банцев^{1*}, Д.А. Ганюшкин¹, А.А. Екайкин^{1,2}, К.В. Чистяков¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет;

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

^{1*}*bancev-d@yandex.ru*

Isotope-geochemical investigation of glacio-nival systems of the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia)

D.V. Bantsev^{1*}, D.A. Ganyushkin¹, A.A. Ekaykin^{1,2}, K.V. Chistyakov¹

¹Saint-Petersburg state university, St. Petersburg, Russia; ²Arctic and Antarctic research institute, St. Petersburg, Russia

^{1*}*bancev-d@yandex.ru*

Article accepted for publication on December 31, 2015

Keywords: *accumulation estimation, glacier runoff, isotope-geochemical investigation, Tabyn Bogdo mountain massif.*

Summary

Results of investigation of glacio-nival systems made in the Tabyn-Bogdo-Ola mountains (Western Mongolia) are presented in the paper. Average content of $\delta^{18}\text{O}$ in the Tsagan-Us river water amounts to 17.44‰ that is almost equal to the isotope content in the clear glacier runoff near the edge of the Kozlov Glacier (–17.43‰). It means that the isotope content in water doesn't significantly change over a distance of 30 km along the Tsagan-Us river. Hence, it appears that for this distance the river has no additional non-glacial feed. The magnitude 17.4±0.1‰ can be considered as the average content of isotopes in the glacio-nival system in the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif. This value can also be the precipitation-weighted average isotope content in the solid precipitations which are accumulated in glaciers of this massif. Seasonal isotope fluctuations are partly preserved in the snow-firn mass in the accumulation area of the Kozlov Glacier. A rate of annual accumulation was estimated by multiplying the apparent thickness (160 cm) of an annual layer into the snow density. According to our observations, it is equal to 800 mm w.e./year during 2013–2014. Accumulation is increased due to the wind and avalanche transportation of snow. During the ablation season, summer and spring snowfalls over the Kozlov Glacier area melt. Thus, it is possible to suppose that the autumn snowfalls play the important role in the accumulation. We may also suppose that the main source of the moisture for the Tabyn-Bogdo-Ola massif is located somewhere in the Inner Asia.

Статья принята к печати 31 декабря 2015 г.

Ключевые слова: *изотопно-геохимические исследования, ледниковый сток, массив Табын-Богдо-Ола, оценка аккумуляции.*

По результатам полевых работ 2013 и 2014 г. выполнен анализ изотопных характеристик образцов речной воды, снега и осадков. Оценена степень сохранности сезонного изотопного сигнала в снежно-фирновой толще, а также показана возможность использования изотопно-геохимического метода в гидрологических исследованиях. В области питания ледника Козлова получены оценки годовой аккумуляции в 800 мм. в.э. Показано, что основной источник осадков, питающих массив, – Внутренняя Азия.

Введение

Изотопно-геохимические исследования производились в 2013 и 2014 г. на территории массива Табын-Богдо-Ола (северо-запад Монголии) экспедициями Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Названный массив расположен на стыках хребтов Русского и Монгольского Алтая и представляет собой крупный центр современного оледенения, который изучается географами СПбГУ на протяжении последних 16 лет [4, 6, 8, 11]. Ледники массива играют значительную роль в пи-

тании рек северо-запада Монголии. Основные исследования проводили в долинах рек Цаган-Ус и Цаган-Гол на территории Монголии. Особое внимание уделялось крупному и недостаточно изученному леднику Козлова, питающему р. Цаган-Ус (рис. 1).

Цель исследования – дать оценку динамики нивально-гляциальных систем, используя изотопный метод. Изотопный состав атмосферных осадков и природных вод представляет собой одну из важных комплексных характеристик атмо- и гидросферы. Он позволяет изучать их современное состояние и эволюцию, выполнить

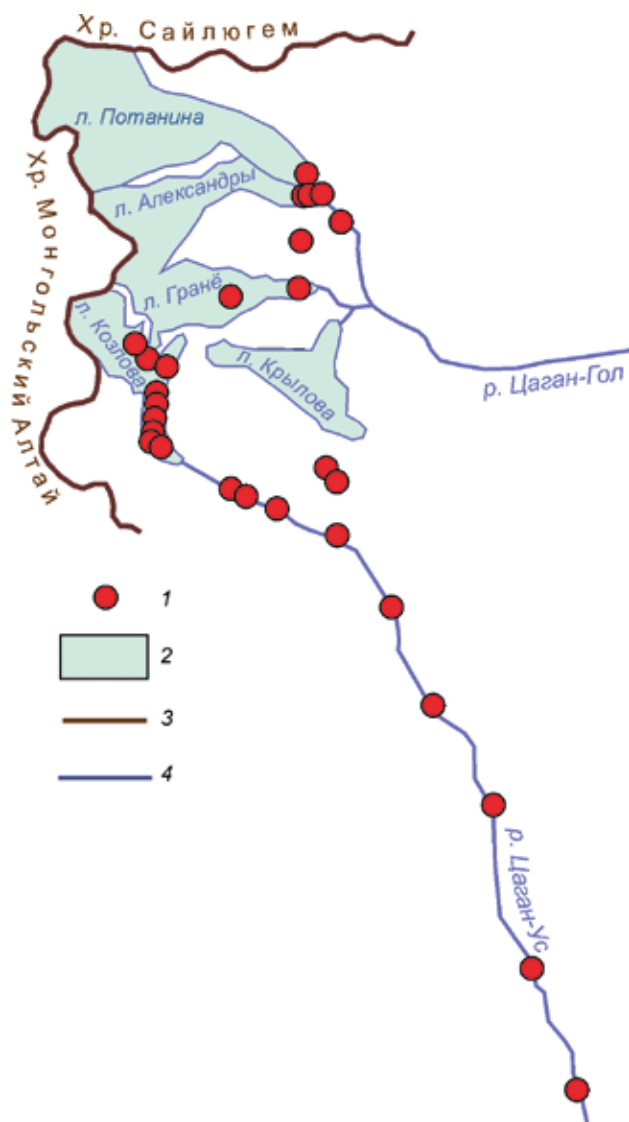


Рис. 1. Карта-схема района исследования:
1 – точки отбора образцов; 2 – ледники; 3 – горные хребты; 4 – реки

Fig. 1. Map of the research area:
1 – points of sampling; 2 – glaciers; 3 – ridges; 4 – rivers

прогнозы, проводить масс-балансовые исследования объектов гидросферы, оценивать водные запасы, в том числе на территориях, проблемных с этой точки зрения. Юго-Восточный Алтай недостаточно полно исследован в этом плане. Более того, ближайшие метеостанции, где организован сбор осадков для анализа их изотопного состава (Новосибирск, Омск, Урумчи), находятся на расстоянии более 600 км от района работ. Основные объекты изотопных исследований – осадки, речная вода и снежно-фирновая толща в области аккумуляции ледника Козлова.

Методика исследования

Изотопные характеристики (δD и $\delta^{18}O$) определялись в различных элементах нивально-гляциальных систем. За два года отобрано более 150 проб воды. Максимальное число проб взято из снежно-фирновых шурфов, пройденных в области аккумуляции ледника Козлова. Образцы талых вод отбирались непосредственно у края ледника и по течению реки. Пробы атмосферных осадков брали практически сразу после их выпадения. Всего отобрано: 104 пробы снега и фирна, 16 проб льда, 14 проб осадков, 23 пробы из водоёмов. Образцы отбирались в пробирки ёмкостью 50 мл. Все пробы хранились и транспортировались в расплавленном виде. Изотопный состав анализировали в Лаборатории изменения климата и окружающей среды АНИИ на газовом анализаторе Picarro L2120i. Через каждые пять образцов измеряли рабочий стандарт, который представлял собой дистиллированную водопроводную воду Санкт-Петербурга со следующими характеристиками: $-9,79\text{‰}$ по $\delta^{18}O$ и $-75,47\text{‰}$ по δD относительно стандарта МАГАТЭ «V-SMOW2». В результате анализа для каждого образца, за исключением нескольких потерянных в процессе транспортировки, были определены парные изотопные характеристики $\delta^{18}O$ и δD . Воспроизводимость измерений составила $0,05\text{‰}$ для $\delta^{18}O$ и $0,5\text{‰}$ для δD , что удовлетворительно для целей настоящего исследования.

Исследования талых ледниковых вод

Одна из задач исследования – изучение изменения изотопного состава воды в ледниковой реке по мере удаления от источника питания. Ледник сложен льдом, снегом и фирном атмосферного происхождения, поэтому средний изотопный состав ледника соответствует среднему взвешенному изотопному составу осадков. Так как талые воды формируются путём таяния ледникового льда, фирна и снега на поверхности ледника, изотопный состав талых ледниковых вод сопоставим с изотопным составом этих составляющих ледника, осреднённым за время его жизни, а также (при условии неизменности климата) он приближен к изотопному составу ледникового льда. По мере удаления от ледника и

в пространстве, и во времени изотопный состав речной воды начинает изменяться под влиянием других факторов, среди которых — осадки, грунтовые воды и испарение.

Расчёты доли талых ледниковых вод в речном стоке с помощью изотопного метода основываются на различиях в изотопном составе воды из разных источников (талые ледниковые воды, подземные воды, осадки). Таким образом, зная изотопный состав талых вод и его изменение по мере течения водотока, можно рассчитать вклад ледниковых вод в питание реки. Отметим, что первоначальной задачей исследования талых ледниковых вод на массиве Табын-Богдо-Ола был не точный расчёт ледникового стока, а апробирование использования изотопного метода при изучении водотоков аридных высокогорий Центральной Азии.

Исследования стабильных изотопов при изучении гидрологических циклов в настоящее время широко распространены. Например, подобные исследования выполнялись в Гималаях, в бассейне р. Лангтанг. Разница в изотопном составе талой и грунтовой воды оценена более чем в 2,5‰. В результате была сделана оценка влияния грунтовых вод на общий сток реки [15].

Для исследования изменения изотопного состава талых ледниковых вод на массиве Табын-Богдо-Ола отобрано десять образцов речной воды из р. Цаган-Ус, которая берёт свое начало от конца крупного долинного ледника Козлова. Длина исследуемого профиля составила 31 км, отсчёт вели от конца ледника Козлова (рис. 2). Образцы отбирали в течение двух суток по мере движения по долине реки к концу ледника. Изотопный состав речной воды по мере удаления на 30 км от основного источника питания не претерпевает больших изменений: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-17,8$ до $-17,1$ ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ образцов профиля равно $-17,4$ ‰. Величина $\delta^{18}\text{O}$ чистой ледниковой воды, отобранной у самого края ледника Козлова, равна $-17,4$ и $-17,5$ ‰ (повторная проба). Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ талых ледниковых вод ледника Козлова в сезон абляции составляет $-17,45$ ‰.

Для более точного определения среднего изотопного состава талых вод были отобраны пробы воды у краёв других ледников массива, как крупных долинных, так и небольших каровых. Полученный средний состав талых ледниковых вод

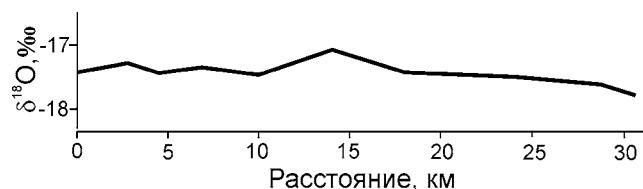


Рис. 2. Изменения изотопного состава воды вдоль течения р. Цаган-Ус.

Fig. 2. Isotope fluctuations of water in the Tsagan-Us river

равен $-17,36$ ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и приблизительно равен среднему составу воды р. Цаган-Ус и изотопному составу талой воды из ледника Козлова. Если рассчитать среднее $\delta^{18}\text{O}$ для всех образцов из водотоков (20 проб) монгольской части массива Табын-Богдо-Ола, то оно составляет $-17,4$ ‰, что также близко к приведённым здесь средним значениям изотопного состава воды в р. Цаган-Ус и талых чисто ледниковых вод.

Исследования снежно-фирновой толщи

Основная задача исследований снежно-фирновой толщи — оценка степени сохранности сезонного изотопного сигнала в условиях таяния как в сезон абляции, так и в сезон аккумуляции. Изменения изотопных характеристик образцов снега и фирна, отобранных в шурфе, позволяют получить информацию об аккумуляции и происхождении осадков, питающих ледник. Исследования проводились на долинном леднике Козлова. Абсолютная высота конца ледника составляет 2640 м, граница питания в августе 2013 г. находилась на высоте 3200 м. Площадь данного ледника в 2013 г. оценена в $8,8 \text{ км}^2$ [7].

В 2014 г. для изучения распределения концентраций стабильных изотопов в области аккумуляции ледника Козлова на высоте 3400 м на расстоянии около 300 м друг от друга было пройдено два снежно-фирновых шурфа глубиной 2,6 и 1,6 м, в которых через каждые 5 см отбирались образцы. Место отбора представляло собой большой цирк, в котором интенсивно аккумулируются атмосферные осадки. Шурфы были заложены в конце сезона абляции. Следов лавинной аккумуляции в местах их заложения не обнаружено. В данном месте периодически наблюдаются положительные температуры и происходит таяние снега и фирна. Практически по

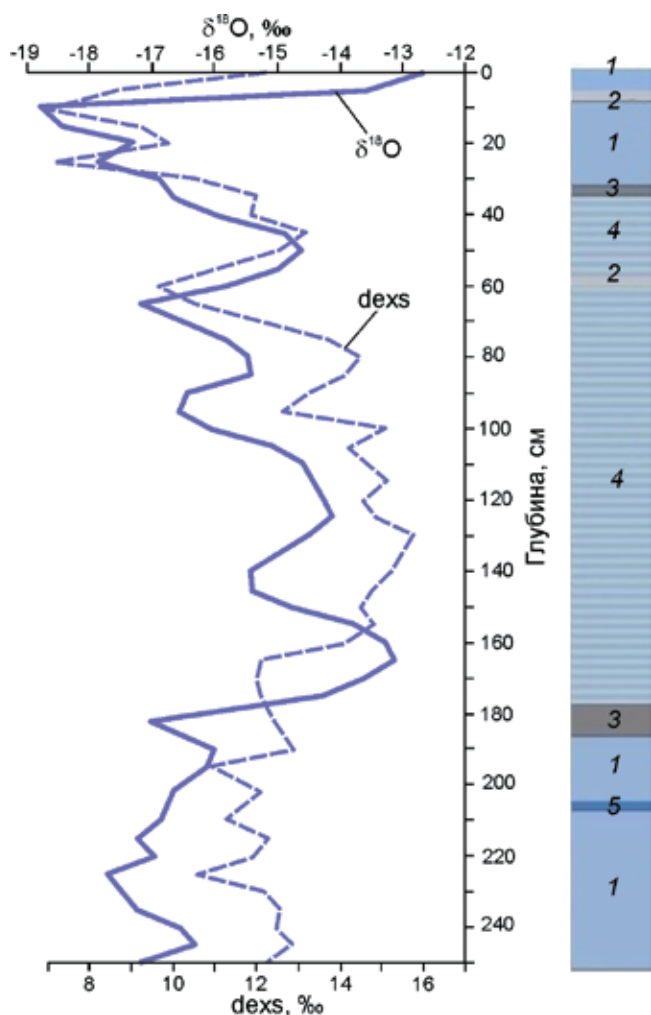


Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и эксцесса дейтерия (dexs) в области аккумуляции ледника Козлова (шурф № 1):

1 – фирн; 2 – фирн с горизонтальными и вертикальными прослойками «серого» инфильтрационного льда; 3 – фирн со слоями «серого» инфильтрационного льда; 4 – слой «серого» инфильтрационного льда; 5 – слой «голубого» режеляционного льда

Fig. 3. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values and deuterium excess (dexs) values in the accumulation area of Kozlov Glacier (snow-pit № 1):

1 – firn; 2 – firn with horizontal and vertical lenticles of grey infiltration ice; 3 – firn with layers of grey ice; 4 – layer of grey infiltration ice; 5 – layer of blue regelation ice

всей глубине шурфа № 1 прослеживаются и горизонтальные, и вертикальные прослойки серого инфильтрационного льда, что свидетельствует об инфильтрации талых вод в снежно-фирновую толщу (рис. 3). Подобные условия неблагоприятны для изотопно-геохимических исследований, так как из-за периодического таяния

может происходить гомогенизация изотопного состава, стирающая сезонный сигнал [2]. В условиях положительных температур происходят также изменения изотопного состава в результате постдепозиционных изменений при контакте атмосферы с водяным паром [5]. Однако, как видно из результатов лабораторных измерений (см. рис. 3), вариации изотопного состава во многом сохраняются, что свидетельствует о частичном сохранении сезонного изотопного сигнала, несмотря на неблагоприятные условия. Коэффициент корреляции между значениями $\delta^{18}\text{O}$ фирна по глубине в двух шурфах довольно высок и равняется 0,77. Это показывает, что вариации изотопного состава снежно-фирновой толщи не случайны и характерны для упомянутой области аккумуляции. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по шурфам составляет $-15,8\text{‰}$ для шурфа № 1 и $-16,7\text{‰}$ для шурфа № 2.

На рис. 4 показаны зависимости между $\delta^{18}\text{O}$ и δD для разных групп образцов. Данных об изотопном составе атмосферных осадков для этого района нет, и в настоящий момент невозможно наладить постоянный отбор осадков на изотопный анализ на метеостанциях. Как уже отмечалось, ближайшие действующие метеостанции находятся на большом удалении от района исследования, что осложняет проведение изотопных исследований. Некоторая информация об изотопном составе осадков получена путём непосредственного отбора образцов в короткий период экспедиционных работ. Отметим, что изотопные исследования ледяного керна в горном массиве Цамбагарав (120 км к юго-востоку от массива Табын-Богдо-Ола) показали, что для последних 200 лет характерны относительно влажные условия [12].

Максимальный диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ характерен для образцов атмосферных осадков, несмотря на их небольшое число и отбор только в летние месяцы. Поскольку осадки отбирались в тёплый период, преобладали образцы с тяжёлым изотопным составом. Диапазон $\delta^{18}\text{O}$ и δD в фирне меньше, чем в осадках, образцы которых отбирали сразу после их выпадения, что обусловлено осреднением изотопного состава в результате различных процессов в снежно-фирновой толще. Наименьшие вариации значений изотопного состава наблюдаются в образцах речной воды. Это объясняется тем, что изо-

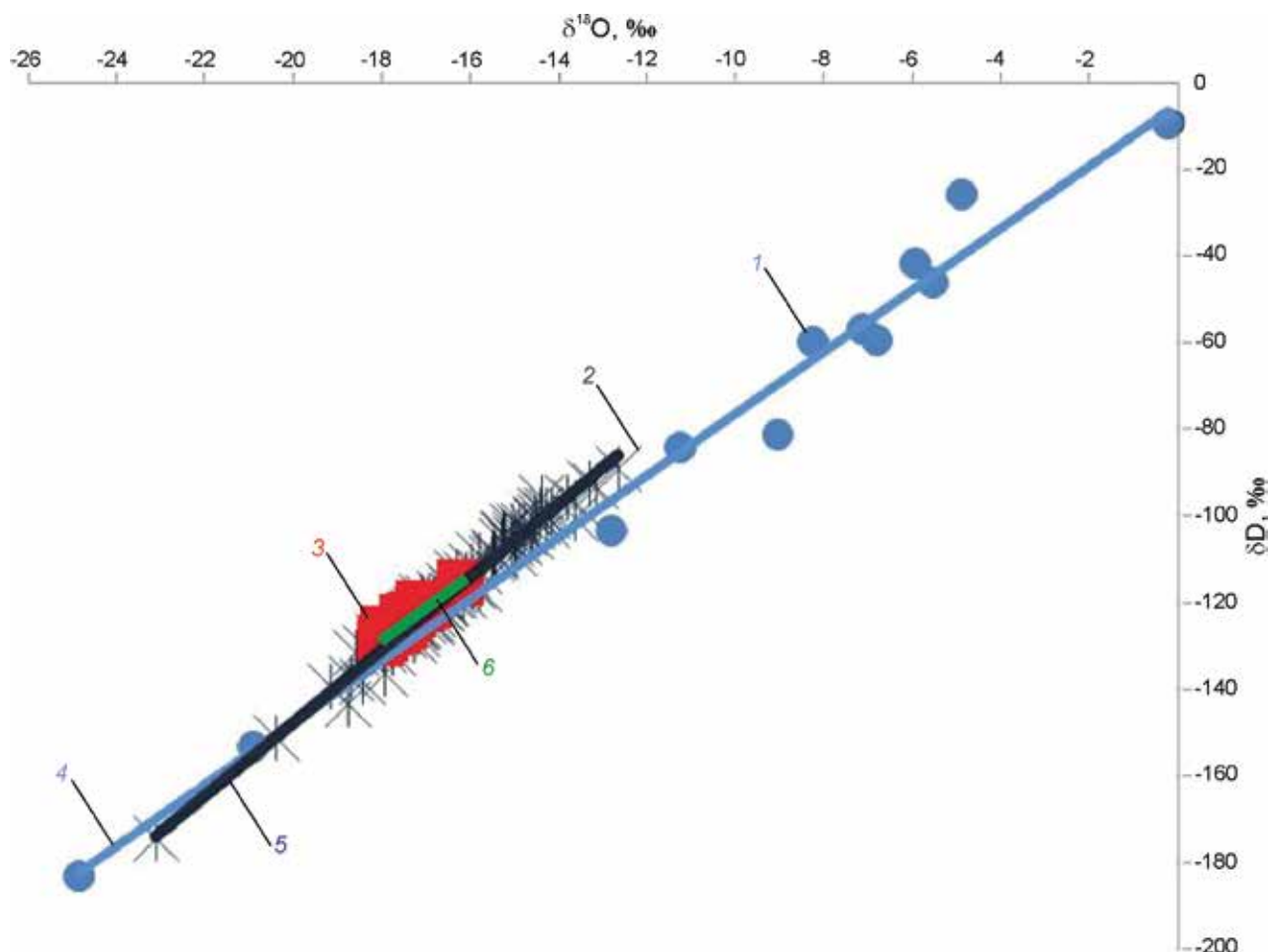


Рис. 4. Зависимость между $\delta^{18}\text{O}$ и δD по группам образцов:

1 – осадки; 2 – фирн; 3 – речная вода; 4 – линейная зависимость для образцов осадков ($\delta\text{D} = 7,1\delta^{18}\text{O} - 5$); 5 – линейная зависимость для образцов фирна ($\delta\text{D} = 8,4\delta^{18}\text{O} + 20,6$); 6 – линейная зависимость для образцов речной воды ($\delta\text{D} = 7,5\delta^{18}\text{O} + 6,8$)

Fig. 4. Relations between $\delta^{18}\text{O}$ and δD for the groups of the samples:

1 – precipitation; 2 – firn; 3 – river water; 4 – linear dependence for the samples of precipitation ($\delta\text{D} = 7.1\delta^{18}\text{O} - 5$); 5 – linear dependence for the samples of firn ($\delta\text{D} = 8.4\delta^{18}\text{O} + 20.6$); 6 – linear dependence for the samples of river water ($\delta\text{D} = 7.5\delta^{18}\text{O} + 6.8$)

топный состав ледниковых вод также отражает средний изотопный состав осадков, накапливающихся в ледниках.

Дискуссия

Непосредственные полевые наблюдения и анализ космических снимков подтвердили наличие значительного числа небольших ледников и снежников на склонах долины Цаган-Ус. Общая площадь водосборного бассейна исследуемого участка р. Цаган-Ус оценена в 370 км^2 , а площадь ледников в долине Цаган-Ус – в 53 км^2 [7]. По данным ближайшей метеостанции в г. Ховд

(абсолютная высота 1500 м), во внутригодовом распределении преобладают летние осадки, их доля составляет 80% [14].

Изотопный состав речной воды р. Цаган-Ус практически не изменяется на протяжении 30 км от ледника Козлова, несмотря на большое число притоков и отбор проб в сезон максимума атмосферных осадков. Исходя из анализа изотопного состава речной воды и талых вод, очевидно, что на протяжении первых 30 км от ледника поступлений воды из неледниковых источников недостаточно для изменения общего изотопного состава, а следовательно, их влияние невелико. Это связано с тем, что большинство притоков также представляют

собой потоки изотопно лёгкой талой ледниковой воды, что подтверждено дополнительными изотопными анализами.

Изотопный состав воды из притоков по $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в диапазоне от $-17,4$ до $-17,9\text{‰}$. Поскольку ледники образуются путём накопления атмосферных осадков, а изотопный состав талой воды подобен изотопному составу льда, то средний состав ледниковых вод с определённой долей условности принимается за средний взвешенный изотопный состав осадков в районе исследования. Следовательно, значения $\delta^{18}\text{O}$ в диапазоне от $-17,3$ до $-17,5\text{‰}$ соответствуют среднему изотопному составу нивально-гляциальной системы массива и среднему изотопному составу накапливающихся осадков.

В изотопном составе снега и фирна прослеживаются сезонные колебания. На рис. 3 видно, что в верхней части шурфа присутствует изотопно тяжёлый снег летних снегопадов 2014 г., а ниже — изотопно лёгкий снег предположительно зимы–весны 2014 г. Следующий слой изотопно тяжёлого фирна наблюдается лишь на глубине 155–175 см. Далее в стратиграфии шурфа прослеживается прослойка серого инфильтрационного льда толщиной от 5 до 9 см. Возможно, данный лёд сформировался в сезон абляции 2013 г. и представляет собой смесь осадков разных сезонов, поскольку он имеет $\delta^{18}\text{O}$ равное $-17,05\text{‰}$, что близко к средней величине $\delta^{18}\text{O}$ накапливаемых осадков, определённой путём анализа изотопного состава талых вод.

Измерения плотности проводились в верхней части шурфа. Средняя плотность в верхних 50 см составляла $0,5 \text{ г/см}^3$. В нижней части шурфа плотность явно увеличивалась, но инструментальных замеров не было. Таким образом, годовое накопление в данной части области аккумуляции за 2013–2014 гг. приблизительно равняется 160 см фирна, что в пересчёте на водный эквивалент при наблюдаемой в шурфах плотности фирна составляет около 800 мм. Полученные данные об аккумуляции соответствуют среднему годовому количеству осадков на границе питания, оценённому по расчётам с использованием коэффициента концентрации 1,4 в 785 мм [7]. По другим данным, где в основу оценки взяты расчёты среднего количества осадков на фирновой линии на основе полученного по данным метеостан-

ций (Баян-Олгий, Бертек, Джазатор) местного высотного плювиометрического градиента, для восточного подветренного склона массива Таван-Богдо-Ола годовое количество осадков на уровне фирновой линии составляет около 400 мм и не более 800 мм — в предвершинной части [3]. В этом случае полученные нами значения аккумуляции соответствуют коэффициенту концентрации около 1,5–2, что, с учётом подветренного положения ледников восточного склона массива и расположения области аккумуляции в цирке, вероятно, обусловлено повышенной концентрацией снега в результате метелевого и лавинного переноса и вполне соответствует значениям, полученным для долинных ледников горного массива Монгун-Тайга на основе расчётов по методике Глазырина [3].

В последние годы годовое накопление осадков оценивалось в области аккумуляции другого крупного в массиве ледника Потанина — в рамках совместных японско-монгольских исследований с использованием палинологического метода. По данным этих исследований, годовая аккумуляция в области питания варьирует от 610 до 1380 мм в зависимости от года и места заложения шурфа. Из исследуемых шурфов отбирались пробы на изотопный анализ ($\delta^{18}\text{O}$). Авторы также отмечают сохранение сезонного изотопного сигнала в некоторых шурфах [13].

В шурфе № 2, заложенном нами на неделю позже шурфа № 1, «тяжёлого» снега тёплого сезона в верхней части шурфа уже не оказалось. В верхней части шурфа залегает изотопно лёгкий снег холодного сезона. Возможно, что в данной части области питания летние снегопады не участвуют в формировании изотопного состава снежно-фирновой толщи, так как за период абляции эти осадки успевают полностью стаять или испариться. Изотопно тяжёлый фирн, скорее всего, образовался из осадков ранней осени. Ввиду меньшей глубины шурф № 2 не затрагивает весь годовой слой, но в нижней части шурфа прослеживается утяжеление изотопного состава.

Помимо $\delta^{18}\text{O}$, в изучении снежно-фирновых толщ горных ледников большое значение имеют вариации эксцесса дейтерия, который указывает на источник происхождения осадков. Эксцесс дейтерия, или dexs , рассчитывается исходя из парных изотопных характеристик (δD и $\delta^{18}\text{O}$) для каждого образца по формуле

$d_{\text{exs}} = \delta D - 8\delta^{18}\text{O}$ [2]. Подобные исследования эксцесса дейтерия снежно-фирновой толщи проводились В. Айзенем на плато горы Белуха (Горный Алтай, Катунский хребет) [10]. Авторы исследования определили особенности сезонной вариации d_{exs} в осадках, аккумулирующихся на ледниках в данном районе. Общая особенность изменения d_{exs} осадков в течение года — уменьшение в летний сезон и увеличение зимой. Исследования снежно-фирновой толщи, накопившейся на плато Белухи за 2001–2002 гг., подтвердили эту тенденцию [10]. Обратная картина наблюдается в области аккумуляции ледника Федченко (Памир), где из-за особенностей циркуляции эксцесс дейтерия возрастает летом и уменьшается зимой, что связано с преобладанием там в зимнее время осадков, принесённых западными циклонами с Атлантики [9]. Согласно В. Айзену, образцы с d_{exs} выше 12‰ относятся к внутриазиатским осадкам, а с d_{exs} от 6 до 12‰ — к осадкам западного переноса. Пробы с d_{exs} меньше 6‰ связаны с осадками из воздушных масс, принесённых арктическими вторжениями и муссонами [10].

Из рис. 2 и 3 видно, что для обоих шурфов характерны очень высокие значения d_{exs} . Большинство проб имеет этот показатель выше 12‰. При этом максимальные значения эксцесса дейтерия наблюдаются в слоях изотопно тяжёлого снега, а минимальные, наоборот, соответствуют в основном изотопно лёгким слоям. Исходя из этого, можно предположить, что основным источником осадков для питания ледников массива Табын-Богдо-Ола служат местные воздушные массы из Центральной Азии, значение которых несколько меньше летом, когда регион оказывается на границе взаимодействия ослабленных западных, муссонных и арктических атмосферных потоков. Такие же выводы сделаны по результатам изотопных исследований ледяного керна с горы Цаст (120 км к юго-востоку от Табын-Богдо-Ола) [14]. В отличие от плато Белухи, летние осадки играют гораздо меньшую роль в аккумуляции на леднике Козлова, поскольку, как уже отмечалось, их относительно немного и за лето они успевают стаять или испариться. Средний эксцесс дейтерия среди отобранных летом образцов атмосферных осадков составляет 4,5‰, а значения его по шурфам гораздо выше.

Заключение

В результате двухлетних экспедиционных работ получены данные о вариациях изотопного состава в различных объектах нивально-гляциальных систем. Проанализированы изменения изотопного состава вод р. Цаган-Ус по мере удаления от основного источника питания. Показано, что на отрезке первых 30 км р. Цаган-Ус от истока у ледника Козлова преобладает вода с изотопным составом, равным изотопному составу талых ледниковых вод. Это показывает большое влияние в летнее время талых ледниковых вод на общий сток реки на данном её участке. В снежно-фирновой толще в области аккумуляции изотопный сигнал в основном сохраняет сезонные вариации, несмотря на препятствующие этому условия — положительные температуры и, как следствие, частичное протаивание снежно-фирновой толщи.

По распределению тяжёлых изотопов выполнена оценка годовой аккумуляции осадков в нижней части области питания ледника Козлова, составившая около 800 мм водного эквивалента. Установлено, что летние осадки играют незначительную роль в питании ледника Козлова. Изотопный состав снега и фирна (эксцесс дейтерия) показывает, что в массиве Табын-Богдо-Ола источником влаги для пополнения массы ледников служат воздушные массы из Центральной Азии.

Весьма важно продолжить исследования горных рек и аккумуляции изотопными методами на высокогорных массивах Юго-Восточного Алтая. Для получения более объективных результатов следует усилить исследования изотопного состава атмосферных осадков, которые здесь ранее практически не проводились. Пока в исследованиях высокогорий Табын-Богдо-Ола почти не затронута такая область применения изотопно-геохимического метода, как исследование погребённых льдов и каменно-ледяных образований. Возможность применения данного метода в подобных исследованиях описана Ю.К. Васильчуком [1]. Исследования изотопного состава каменно-ледяных образований может дать информацию об их генезисе и климатических условиях прошлого.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за помощь в сборе образцов Арине Николаевне Верес.

Литература

1. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
2. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
3. Ганюшкин Д.А. Гляциогенные комплексы резко-континентального района северо-запада Внутренней Азии: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2015. 429 с.
4. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Хондо Т., Сократова И.Н. Лабораторные эксперименты по изучению изменений изотопного состава отложенного снега: методика и предварительные результаты // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 37–46.
5. Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 33–44.
6. Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО. 2003. Т. 135. № 5. С. 1–16.
7. Сыромятина М.В., Курочкин Ю.Н., Чистяков К.В., Аюрзана Ч. Современное состояние и изменения ледников горного массива Табын-Богдо-Ола (Монголия) // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 31–38.
8. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-тайга // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60.
9. Aizen V., Aizen E. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn-core and snow samples, Altai glaciers, Siberia // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 175. P. 637–654.
10. Aizen V., Aizen E. Stable-isotope and trace element time series from Fedchenko Glacier (Pamirs) snow-firn cores // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 190. P. 275–291.
11. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G. The glacier complexes of the mountain massifs of the north-west of Inner Asia and their dynamics // Geography. Environment. Sustainability. 2011. V. 4. № 2. P. 4–21.
12. Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // Quaternary Science Reviews. 2013. № 69. P. 59–68.
13. Nakazawa F., Konya K., Kadota T., Ohata T. Reconstruction of the depositional environment upstream of Potanin Glacier, Mongolian Altai, from pollen analysis // Environmental Research Letters. 2012. V. 7. № 3. P. 1–6.
14. Schotterer U., Fröhlich K., Gäggeler H.W., Sandjordi S., Stichler W. Isotope research from mongolian and alpine ice cores as climate indicators // Climate Change. 1997. № 36. P. 519–530.
15. Willson A.M., Williams M.W., Kayastha R.B. Using hydrochemistry data to constrain the role of snow and ice meltwater in the Langtang Valley, Nepal // Western Snow Conference. Durango. Colorado, 2014. P. 155–158.

Химический состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды

© 2016 г. Л.П. Голобокова^{1*}, В.В. Полькин², Н.А. Онищук¹, О.И. Хуриганова¹,
А.Б. Тихомиров², С.А. Терпугова², В.В. Полькин², Ю.С. Турчинович², В.Ф. Радионов³

¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск; ²Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН, Томск;

³Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

^{1*}lg@lin.irk.ru

Chemical composition of aerosol in the atmospheric surface layer of the East Antarctica coastal zone

L.P. Golobokova^{1*}, V.V. Polkin², N.A. Onischuk¹, O.I. Khuriganova¹, A.B. Tikhomirov², S.A. Terpugova²,
V.V. Polkin², U.S. Turchinovich², V.F. Radionov³

¹Limnology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; ²V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia; ³Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

^{1*}lg@lin.irk.ru

Article accepted for publication on March 4, 2016

Keywords: *aerosol, coast of East Antarctica, crustal enrichment factor, ground layer, elements, ions.*

Summary

Chemical composition of aerosol in the ground layer of the coastal zone in East Antarctica is analyzed in the article. The aerosol samples were taken in 2006–2015 during seasonal works of the Russian Antarctic Expeditions (RAE), namely, these were 52nd–53rd, 55th, and 58th–60th expeditions. Samples were taken in the 200-km band of the sea-shore zone along routes of the research vessels (REV) «Akademik Fedorov» and «Akademik Treshnikov» as well as on territories of the Russian stations Molodezhnaya and Mirny. Although the results obtained did show the wide range of the aerosol concentrations and a certain variability of their chemical composition, some common features of the variability were revealed. Thus, during the period from 2006 to 2014 a decrease of average values of the sums were noted. Spatially, a tendency of decreasing of the ion concentrations was found in the direction from the station Novolazarevskaya to the Molodezhnaya one, but the concentrations increased from the Molodezhnaya to the station Mirny. The sum of ions of the aerosol in the above mentioned coastal zone was, on the average, equal to 2.44 µg/m³, and it was larger than that on the territory of the Antarctic stations Molodezhnaya (0.29 µg/m³) and Mirny (0.50 µg/m³). The main part to the sum of the aerosol ions on the Antarctic stations was contributed by Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻.

The main ions in aerosol composition in the coastal zone are ions Na⁺ and Cl⁻. The dominant contribution of the sea salt and SO₄²⁻ can be traced in not only the composition of atmospheric aerosols, but also in the chemical composition of the fresh snow in the coastal areas of East Antarctica: at the Indian station Maitri, on the Larsemann Hills, and in a boring located in 55.3 km from the station Progress ($K = 1.4 \div 6.1$). It was noted that values of the coefficient of enrichment K of these ions decreases as someone moves from a shore to inland. Estimation of contributions of the continental and maritime factors to formation of the aerosol chemical composition revealed higher enrichment ratios for K⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻ ($K = 3.6 \div 13.0$). This reflects not only influence of the natural sources, but the intensity of human activities on the Antarctic continent as well.

The elemental composition of solid aerosols was also analyzed. The largest concentrations were determined for Zn, Al and Fe. The ratio of concentration of the elements in both the soluble and insoluble phases of the aerosol showed that 84.1% of the total amount of the elements was contained in a water-insoluble state. Fractional relation between the element concentrations changed in different phases from 16 to 98%. High enrichment of the aerosol particles by Zn, Cu, Cr, Ba, Pb, Ni, Se, As, Cd (the enrichment factors = 27÷26 445) had been revealed. The content of dominant chemical components (Na⁺, Cl⁻, Zn, Fe), factors and coefficients of the element enrichment in the aerosols as well as in fresh snow of the coastal zone of East Antarctica are indicative of the identity of sources where their composition is formed.

Статья принята к печати 4 марта 2016 г.

Ключевые слова: *аэрозоль, ионы, побережье Восточной Антарктиды, приземный слой, фактор обогащения, элементы.*

Рассмотрена временная и пространственная изменчивость химического состава атмосферного аэрозоля, отобранного в период сезонных работ 52, 53, 55, 58–60-й РАЭ по маршруту следования НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трешников» от станции Новолазаревская до станции Мирный. Заметное снижение суммы ионов в аэрозоле в 2007–2008 гг. хорошо согласуется с исследованиями в районе Восточной Атлантики и связано с гидрологическими процессами в Атлантическом океане. Установлено высокое обогащение аэрозольных частиц Zn, Cu, Cr, Ba, Pb, Se, As, Ni, Cd. Содержание преобладающих химических компонентов (Na⁺, Cl⁻, Zn, Fe), факторы и коэффициенты обогащения элементов (ФО = 27÷26 445) и ионов ($K = 3,6 \div 13,0$) в аэрозоле в поверхностном и свежеснеговом снеге ($K = 1,4 \div 6,1$) прибрежной части Восточной Антарктиды свидетельствуют об идентичности источников формирования их состава.

Введение

Снежный и ледовый покровы Антарктиды представляют собой естественный планшет для сбора атмосферных выпадений в течение длительного периода. Одно из звеньев глобального переноса веществ — атмосферный аэрозоль, относящийся к наиболее динамичному компоненту воздушной среды. На дальний перенос аэрозоля в системе атмосферной циркуляции указывает наличие минеральной пыли и продуктов вулканических извержений в снежных и ледяных кернах [14, 18, 22, 27]. На поверхность Антарктиды пыль попадает главным образом из пустынных районов Патагонии (Южная Америка) и Южной Австралии [18]. Продукты вулканических извержений могут переноситься в стратосфере на расстояния от нескольких до десятков тысяч километров [10, 28]. Важную роль в процессах обмена веществами в системе «континент—атмосфера—океан» играет Южный океан. Аэрозольные частицы взаимодействуют с водяным паром и служат ядрами конденсации в процессах облакообразования, они обогащают атмосферу водорастворимыми компонентами [3]. Значительно влияет на химический состав антарктического аэрозоля и морской ледяной покров [18].

Усиливающийся интерес к исследованию пространственно-временной изменчивости характеристик атмосферных частиц над океаном обусловлен большой ролью аэрозоля в радиационных процессах, протекающих в атмосфере. Наименее изучены свойства аэрозоля в переходных зонах «материк—океан», где состав частиц формируется за счёт разных по своей природе источников. Для определения химического состава атмосферного аэрозоля выполнено его исследование по маршруту следования научно-экспедиционных судов (НЭС) «Академик Федоров» и «Академик Трешников» в приантарктических водах в период сезонных работ 52, 53, 55, 58–60-й Российских антарктических экспедиций (РАЭ) и на территории российских антарктических станций Молодёжная и Мирный в сезон 58-й РАЭ.

Материалы и методы исследования

Пробы аэрозоля отбирались в 200-километровой переходной зоне системы «континент—атмосфера—океан» вблизи Антарктиды в пери-

оды сезонных работ по маршруту следования судов «Академик Федоров» (2006–2015 гг., 52, 53, 55, 58–60-я РАЭ) и «Академик Трешников» (2013–2014 гг., 59-я РАЭ) (рис. 1).

Для детального исследования химического состава аэрозоля выбран район от станции Новолазаревская до станции Мирный как наиболее полно обеспеченный экспериментальными данными. В сезон 58-й РАЭ со 2 декабря 2012 г. по март 2013 г. были отобраны пробы аэрозоля на станции Молодёжная (67°39' ю.ш., 45°5' в.д.), а с 30 декабря по 18 января 2013 г. — на территории обсерватории Мирный (66°56' ю.ш., 93°00' в.д.). Пробы аэрозоля отбирались универсальным методом, принятым в Международных сетях мониторинга EANET (Acid Deposition Monitoring Network in East Asia) и EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) [17]. Атмосферный воздух прокачивался через блок фильтров, где на первом фильтре PTFE (тефлоновый фильтр, Япония) с диаметром пор 0,8 мкм шло прямое накопление аэрозоля. На последующие фильтры — полиамидный ULTIPOR и импрегнированные фильтры «Whatman» с щелочной и кислой основой — сорбировали газообразные примеси. Фильтр с пробой аэрозоля экстрагировали деионизированной водой (0,15–0,18 мкСм). Экстракт фильтровали через ацетат-целлюлозный фильтр с диаметром пор 0,2 мкм. В фильтрате определяли ионы K^+ , Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , Br^- , SO_4^{2-} [2]. Определение ионов проводили методами атомно-абсорбционной спектроскопии на атомно-абсорбционном спектрометре фирмы Carl Zeiss Jena (Германия), высокоэффективной жидкостной хроматографии — на хроматографе «Милихром А-02» (Россия) и ионной хроматографии — на ионной системе ICS-3000 (Dionex, США) [20]. В качестве стандартов использованы растворы фирмы Kanto Chemical Co (Япония) и Dionex (США). Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе «Agilent 7500 се» (США) определялось содержание таких микроэлементов, как Al, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Mo, Cd, Sb, Pb, Ba, Be, B, Li, Mn, Sr. Для определения микроэлементного состава, следуя процедурам Л. Сю (Lili Xia) и Ю. Гао (Yuan Gao) [34], часть фильтра растворяли в концентрированной азотной кислоте и доводили пробу деионизированной водой (0,15–0,18 мкСм) до объёма 15 мл. Параллельно определяли водорастворимый состав микроэлементов



Рис. 1. Маршруты следования судов «Академик Федоров» (2006–2014 гг.) и «Академик Трешников» (2012–2014 гг.) в периоды сезонных работ 52–60-й РАЭ:

1 – 52-я РАЭ; 2 – 53-я РАЭ; 3 – 55-я РАЭ; 4 – 58-я РАЭ; 5 – 59-я РАЭ (НЭС «Академик Федоров»); 6 – 59-я РАЭ (НЭС «Академик Трешников»); 7 – 60-я РАЭ

Fig. 1. Routes of «Akademik Fedorov» (2006–2014) and «Akademik Treshnikov» vessels (2012–2014) during seasonal operations 52–60 RAE:

1 – 52 RAE; 2 – 53 RAE; 3 – 55 RAE; 4 – 58 RAE; 5 – 59 RAE («Akademik Fedorov»); 6 – 59 RAE («Akademik Treshnikov»); 7 – 60 RAE

в фильтрате проб. Достоверность и соответствие результатов химического анализа, полученных с помощью указанных методов и приборов, неоднократно подтверждались участием в контроле качества данных (QA/QC) по международным программам [7–9]. Отклонения получаемых значений от истинных в основном не превышали 1–15%.

Результаты исследования и их обсуждение

Ионный состав. Концентрации суммы ионов изменялись в широком диапазоне: по маршруту Новолазаревская–Мирный – от 0,1 до 16,6 мкг/м³; на станции Молодёжная – от 0,1 до 0,8 мкг/м³; на станции Мирный – от 0,2 до 1,0 мкг/м³. Пробы, где отмечено высокое содержание суммы ионов (более 10 мкг/м³), отбирались преимущественно при неблагоприятных погодных условиях, сопровождающихся волнением морской поверхности и усилением скорости ветра более 15 м/с, когда высока вероятность попадания на фильтр морской воды.

При дальнейшей интерпретации данных такие пробы (5% общего числа) не рассматривались. Наибольшая изменчивость концентраций и более высокое содержание ионов в составе аэрозоля наблюдались в переходной зоне – до 200 км от береговой линии (табл. 1). При среднем суммарном содержании ионов 2,44 мкг/м³ в 79% случаев данные концентрации изменялись в диапазоне 1,0–3,5 мкг/м³. На станции Молодёжная среднее значение суммы ионов составило 0,29 мкг/м³, на станции Мирный – 0,50 мкг/м³. На обеих станциях наблюдалась повторяемость суммы ионов в диапазоне 0,3–0,4 мкг/м³: в 44% случаев на станции Молодёжная и в 25% на станции Мирный. В переходной зоне в составе аэрозоля преобладали ионы NH₄⁺, Na⁺, Ca²⁺, Cl[–], SO₄^{2–}, на станциях – Na⁺, Ca²⁺, Cl[–], SO₄^{2–}.

Вызывает интерес анализ межгодовой и пространственной изменчивости концентраций ионов в аэрозоле переходной зоны. С этой целью был рассмотрен ионный состав аэрозоля в районе работ около станций Новолазаревская, Молодёжная, Прогресс, Мирный и на переходах

Таблица 1. Средние $\bar{x}$, минимальные (min) и максимальные (max) концентрации ионов, а также среднеквадратичные отклонения концентраций (σ) в аэрозоле станций Молодёжная (58-я РАЭ), Мирный (58-я РАЭ) и в переходной зоне Новолазаревская–Мирный (52–60-я РАЭ), мкг/м³ (эти же обозначения использованы в табл. 5)

Ионы	Станция Молодёжная			Станция Мирный			Новолазаревская–Мирный		
	$\bar{x} \pm \sigma$	min	max	$\bar{x} \pm \sigma$	min	max	$\bar{x} \pm \sigma$	min	max
Na ⁺	0,06±0,04	0,02	0,19	0,07±0,04	0,01	0,15	0,57±0,56	0,01	3,10
NH ₄ ⁺	0,01±0,01	0,00	0,03	0,02±0,01	0,01	0,04	0,57±0,56	0,00	0,94
K ⁺	0,01±0,01	0,00	0,05	0,02±0,02	0,00	0,05	0,09±0,08	0,00	0,47
Mg ²⁺	0,00±0,00	0,00	0,02	0,01±0,00	0,00	0,01	0,05±0,06	0,00	0,27
Ca ²⁺	0,02±0,01	0,00	0,07	0,04±0,05	0,00	0,16	0,11±0,11	0,00	0,37
Cl ⁻	0,12±0,06	0,03	0,25	0,23±0,11	0,05	0,37	1,02±1,07	0,00	5,62
NO ₃ ⁻	0,02±0,03	0,00	0,10	0,01±0,00	0,00	0,02	0,07±0,14	0,00	0,59
SO ₄ ²⁻	0,05±0,02	0,00	0,09	0,10±0,08	0,03	0,29	0,36±0,24	0,01	1,21
Σ ионов	0,29±0,14	0,16	1,12	0,50±0,25	0,20	0,98	2,44±1,98	0,11	9,93

Таблица 2. Межгодовые изменения среднего суммарного содержания ионов в составе аэрозоля в период сезонных работ РАЭ в районе антарктических станций Новолазаревская, Молодёжная, Прогресс, Мирный и в переходной зоне между этими станциями, мкг/м³

Номер РАЭ и год	Место отбора проб	
	районы антарктических станций	переходная зона между станциями
52, 2006–2007 гг.	2,74	4,99
53, 2007–2008 гг.	2,02	2,39
55, 2009–2010 гг.	2,69	5,23
58, 2012–2013 гг.	1,02	2,25
59, 2013–2014 гг.	0,94	1,71
60, 2014–2015 гг.	1,37	3,31

между станциями Новолазаревская–Молодёжная, Молодёжная–Прогресс, Прогресс–Мирный. Для каждого участка рассчитаны средние суммы ионов по каждому году наблюдений, которые в дальнейшем усреднили отдельно для районов вблизи расположения антарктических станций и на переходах между ними (табл. 2).

Отметим наблюдавшуюся в 2006–2014 гг. тенденцию снижения суммы ионов в аэрозоле как в районе работ вблизи станций, так и на переходах между ними. Исключение составили исследования 2007–2008 гг. Суммарное содержание ионов в обоих районах было ниже, чем в предыдущий и последующий периоды отбора проб. Заметное уменьшение массовой концентрации аэрозоля в 2007–2008 гг. отмечено и в приводном слое Восточной Атлантики, что обусловлено гидрометеорологическими аномалиями данного периода [5]. Возможно, явление Ла-Нинья и наблюдавшаяся в результате его интенсивность образования штормов

над Атлантическим океаном повлияли и на состояние воздушной среды антарктических районов [5]. В 2014–2015 гг. средние суммы ионов в аэрозоле, отобранном на переходах между станциями, возросли почти в 2 раза, а в районе станций – в 1,5 раза по сравнению с 2013–2014 гг.

В аэрозоле на переходах между станциями наблюдались более высокие суммы ионов, чем в аэрозоле вблизи антарктических станций (см. табл. 2). Существенное увеличение суммы ионов происходило в основном за счёт Na⁺ и Cl⁻, средние концентрации которых были выше соответственно в 3,8 и 2,2 раза, чем в аэрозоле, отобранном вблизи станций. Большее влияние морского фактора на химический состав аэрозоля между станциями связано со следованием судна от станции к станции при удалении от береговой линии на расстояние до 200 км. Пробы вблизи станций отбирали в непосредственной близости от континента (см. рис. 1). Несмотря на значимый вклад ионов морского происхождения, средние концентрации K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, NH₄⁺ и SO₄²⁻ в аэрозоле между станциями также были выше примерно в 1,1–1,4 раза, чем в составе аэрозоля вблизи континента.

В результате выполненного анализа установлено ещё одна особенность: суммы ионов в аэрозоле на участке Молодёжная–Прогресс были ниже, чем на участках Новолазаревская–Молодёжная и Прогресс–Мирный, а в районе станции Молодёжная – ниже, чем в районах других станций. Возможно, этому способствовали отсутствие сезонных работ на станции Молодёжная и её более удалённое от континентов расположение по сравнению со станциями Новолазаревская (сектор Южной Америки), Прогресс и Мирный (сектор Австралии).

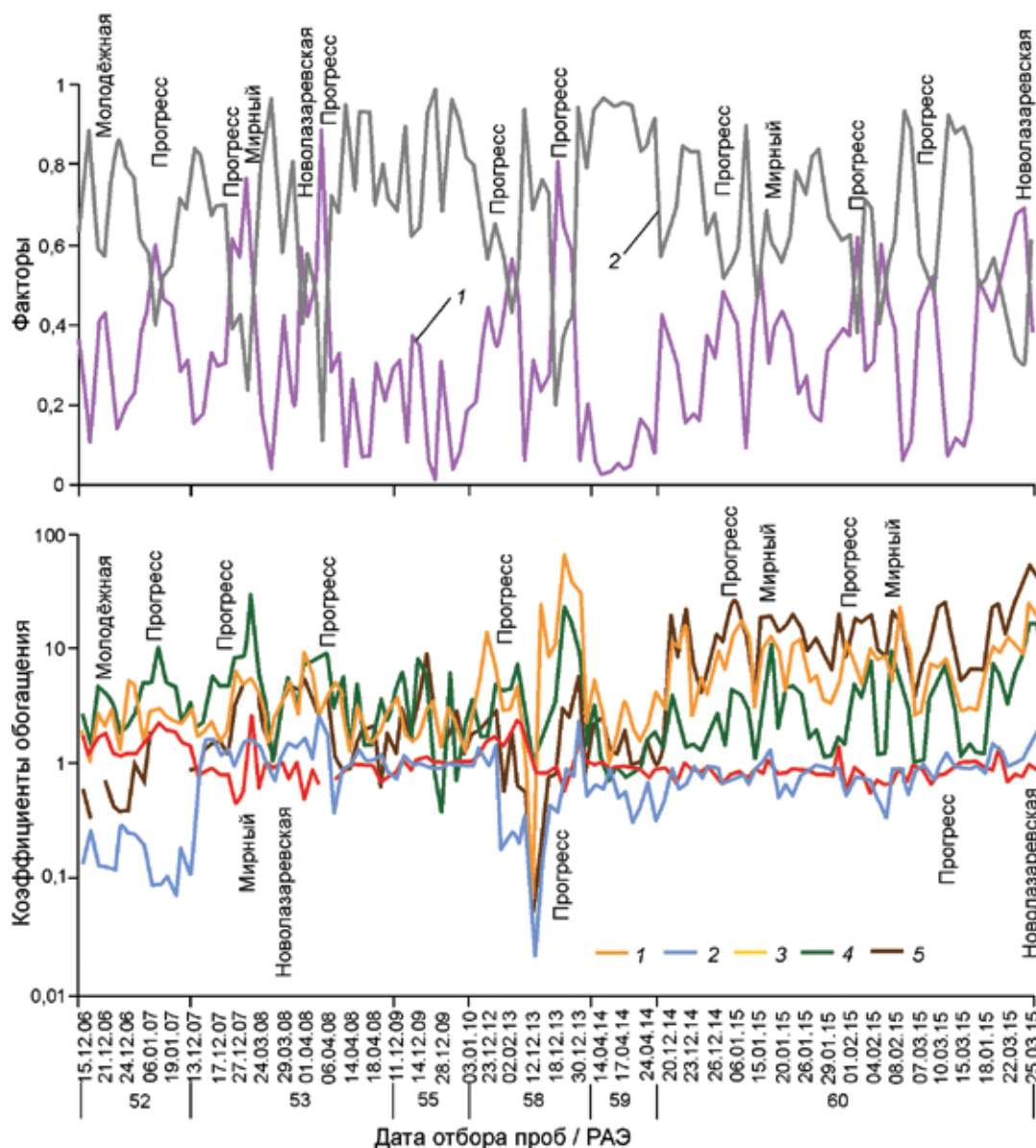


Рис. 2. Вариации долей континентального и морского факторов (а) и коэффициентов обогащения (б) аэрозольных частиц по маршруту Новолазаревская—Мирный в период сезонных работ 52–60-й РАЭ:

а – 1 – континентальный фактор; 2 – морской фактор; б – 1 – Cl^-/Na^+ ; 2 – $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$; 3 – K^+/Na^+ ; 4 – $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$; 5 – $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$

Fig. 2. Variations of continental and sea factor shares (a) and enrichment ratios (b) of aerosol particles en-route Novolazarevskaya—Mirny during seasonal operations 52–60 RAE:

a – 1 – continental factor; 2 – sea factor; б – 1 – Cl^-/Na^+ ; 2 – $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$; 3 – K^+/Na^+ ; 4 – $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$; 5 – $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$

Для определения вклада разных источников в формирование химического состава аэрозоля использовались так называемые долевые факторы континентального (FM_{cont}) и морского (FM_{ocean}) происхождения, использовавшиеся ранее авторами в своей работе [2]. Под континентальным долевым фактором понимается доля массовой концентрации ионов континентального происхождения в составе аэрозоля, а под морским —

доля массовой концентрации ионов морского происхождения в составе аэрозоля. Доля континентального фактора возрастала вблизи антарктических станций при разгрузочно-погрузочных работах (рис. 2, а). В этих случаях в химическом составе аэрозолей снижался вклад морских ионов, возрастала роль ионов NH_4^+ и сульфата неморского происхождения (nss-SO_4^{2-}), рассчитанного по известным формулам [17]. Для оценки

вклада факторов использовались коэффициенты обогащения аэрозольных частиц различными веществами относительно морской воды:

$$K_i = (C_i/\text{Na}^+)_{\text{аэр}} / (C_i/\text{Na}^+)_{\text{мв}},$$

где C_i/Na^+ — концентрация i -го элемента относительно Na^+ в аэрозоле (аэр) и морской воде (мв); K — коэффициент обогащения [32].

Увеличение доли континентального фактора сопровождалось повышением коэффициентов обогащения частиц ионами K^+ , Ca^{2+} и сульфатами (см. рис. 2, б), свидетельствующим о влиянии дополнительного локального фактора на формирование химического состава частиц. Естественно, что деятельность человека на антарктическом континенте сопровождается эксплуатацией морского и воздушного транспорта, необходимостью использования топлива, строительных материалов и утилизации отходов [31]. Так, интенсивные строительные работы на станции Прогресс в 2012–2013 гг. вызвали значительный рост значений K для ионов K^+ и SO_4^{2-} (см. рис. 2, б).

Отсутствие в районах исследований источников выбросов в атмосферу показывает, что K^+ , Ca^{2+} и SO_4^{2-} могли оказаться в месте измерений в результате атмосферного переноса из других районов. Естественными источниками этих ионов могут быть находящиеся рядом со станциями деградированные, не покрытые снегом и льдом поверхности (оазисы Молодёжный, Холмы Ласерманна, архипелаги Рауэр и Белинген, выходы скальных пород в районе станции Мирный), а также действующий вулкан Эребус [4]. Возможен также дальний перенос от антропогенных источников Южного полушария [12]. Сульфаты могут также быть связаны с морской биотой [23]. Кроме того, поступление SO_4^{2-} вероятно со стоком стратосферного аэрозоля, на перенос которого существенно влияют циркуляционные потоки холодного воздуха, которые служат как источником, так и стоком аэрозольных частиц в стратосфере [13, 26]. Низкие значения K , определённые для Cl^- и Mg^{2+} , указывают на преимущественно морское происхождение этих ионов в составе исследуемого нами аэрозоля.

Рис. 3, а иллюстрирует значительное влияние континентальных источников на начальном (2–19 января 2013 г.) и конечном (11–19 февраля 2013 г.) этапах измерений на станции Молодёжная. На влияние континентальных источников, как и в переходной зоне, указывает рост значений

коэффициента обогащения Ca^{2+} , SO_4^{2-} и K^+ , (см. рис. 3, б). Анализ 10-суточных траекторий движения воздушных масс показал, что в указанные периоды они формировались и смешались (на уровне 3 км) в район измерений из высоких южных широт. Согласно классификации Е.И. Толстикова [6], в эти периоды на станцию поступал континентальный антарктический воздух. Длительное поступление воздушных масс из глубины антарктического континента способствовало снижению в составе аэрозоля концентраций Na^+ и Cl^- . При этом концентрации других ионов изменялись незначительно. С 19 января до 4 февраля 2013 г. влияние континентального фактора постепенно снижалось (см. рис. 3, а) и в аэрозоле повысились концентрации ионов морского происхождения — Na^+ и Cl^- . Характер переноса воздушных масс изменился, и на станцию уже поступал морской антарктический воздух, формирующийся в районе дрейфующих льдов и холодных антарктических вод.

Как показал траекторный анализ, при отборе проб на станции Мирный антарктический воздух перемещался в основном из глубины континента. Преобладание континентального фактора отмечалось практически весь период наблюдений. И на станции Молодёжная, и в переходной зоне это выразилось в повышении значений коэффициента обогащения для Ca^{2+} , SO_4^{2-} и K^+ (см. рис. 3, а, б). Усреднённые значения коэффициентов обогащения ионов представлены в табл. 3.

Во многих работах отмечается доминирующий вклад морской соли и сульфатов, который прослеживается не только в составе атмосферного аэрозоля, но и в химическом составе поверхностного и свежеснежного снега [11, 12, 25, 29]. Так, повышенные значения K для ионов Ca^{2+} , K^+ и SO_4^{2-} отмечены в прибрежных районах Антарктиды: в образцах снега на индийской станции Майтри (Maitri, 70°45'59" ю.ш., 11°43'50" в.д.), расположенной вблизи станции Новолазаревская (70°46'37" ю.ш., 11°49'26" в.д.), и в снеге Холмов Ларсеманн (69°24'–69°25' ю.ш., 76°10'–76°3' в.д.), находящихся на удалении около 10 км от станции Прогресс (69°22'51" ю.ш., 76°23'25" в.д.) (см. табл. 2) [12]. О преобладающем влиянии континентального фактора в формировании химического состава поверхностного снега свидетельствуют также повышенные значения K для ионов Ca^{2+} , SO_4^{2-} в приповерхностном снеге (0–10 см) шурфа, вскрытого на расстоянии 55,3 км от станции Прогресс в феврале

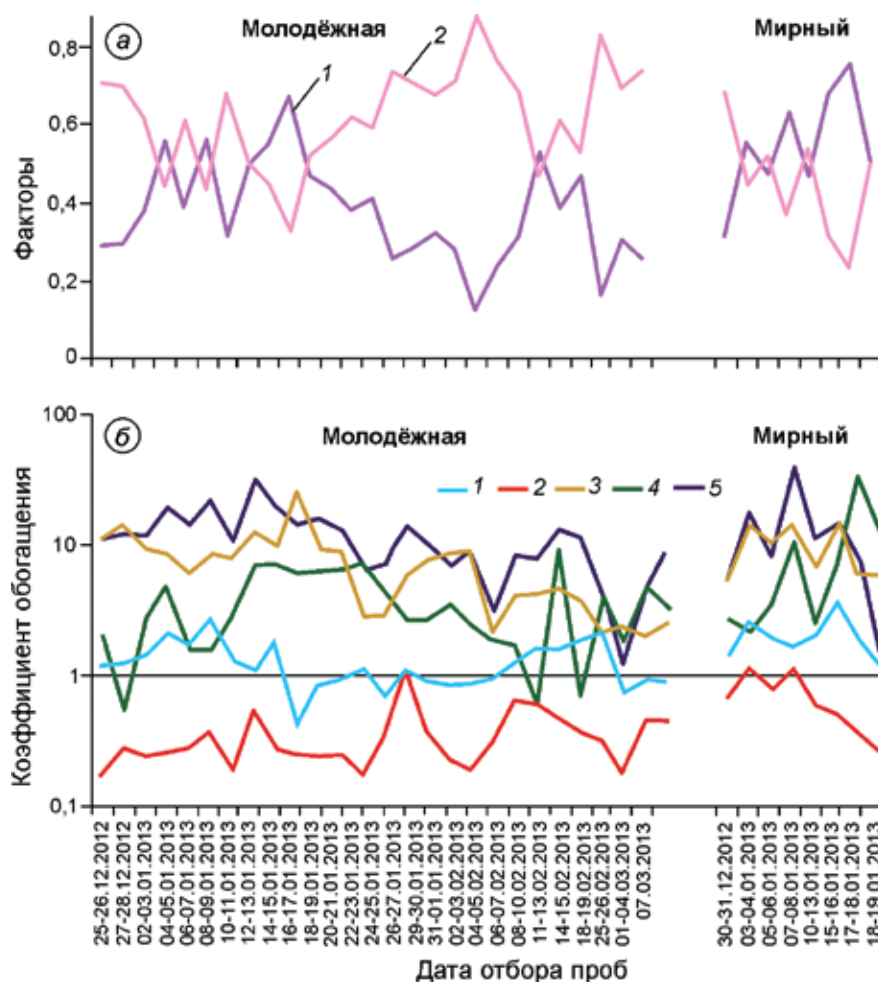


Рис. 3. Вариации долей континентального и морского факторов (а) и коэффициентов обогащения (б) аэрозольных частиц на российских антарктических станциях Молодёжная и Мирный в период сезонных работ 58-й РАЭ; а – 1 – континентальный фактор; 2 – морской фактор; б – 1 – Cl^-/Na^+ ; 2 – $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$; 3 – K^+/Na^+ ; 4 – $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$; 5 – $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$

Fig. 3. Variations of continental and sea factor shares (a) and enrichment ratios of aerosol particles (b) at Russian Antarctic stations Molodezhnaya and Mirnyy during seasonal operations 58 RAE;

a – 1 – continental factor; 2 – sea factor; б – 1 – Cl^-/Na^+ ; 2 – $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$; 3 – K^+/Na^+ ; 4 – $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$; 5 – $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$

Таблица 3. Коэффициенты обогащения ионов в различных объектах исследования в прибрежном районе Восточной Антарктиды

Место отбора проб (объект исследования)	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}
Новолазаревская–Мирный (аэрозоль)	6,70	7,57	1,00	4,25	4,25
Станция Молодёжная (аэрозоль)	7,21	11,44	0,35	1,24	3,64
Станция Мирный (аэрозоль)	9,59	13,05	0,62	1,98	9,15
Снежный керн из шурфа (0–10 см) в 55,3 км от станции Прогресс*	0,27	1,49	0,41	–	3,80
Холмы Ларсеманн (свежевыпавший снег) [12]	1,36	5,21	1,31	0,94	3,53
Холмы Ларсеманн (поверхностный снег) [12]	2,13	6,08	1,57	0,89	1,55
Станция Майтри (поверхностный снег) [12]	1,47	4,13	1,10	0,99	1,16

*Данные авторов. Прочерк – нет сведений.

2008 г. (69°52'17" ю.ш., 76°35'28" в.д.) в период прохождения 53-й РАЭ по маршруту следования первого санно-гусеничного похода от станции Прогресс до станции Восток (см. табл. 3) [21]. Однако коэффициенты обогащения ионов в снеге шурфа, удалённого от станции Прогресс, ниже, чем в прибрежной части Восточной Антарктиды (см. табл. 3).

Элементный состав (растворимая в воде фаза).

Элементный состав растворимой в воде фрак-

ции аэрозоля анализировали в образцах, взятых в переходной 200-километровой зоне от станции Новолазаревская до станции Мирный в сезоны 58–60-й РАЭ и в 58-й РАЭ на станции Молодёжная. Изменения в содержании элементов в составе поверхностного и свежевыпавшего снега на антарктическом континенте, как и ионов, непосредственно связаны с изменениями состава атмосферного аэрозоля. Суммы концентраций эле-

Таблица 4. Распределение по концентрациям элементов в составе водорастворимой фракции атмосферного аэрозоля по маршруту Новолазаревская–Мирный, на станции Молодёжная и в снежном керне из шурфа (0–10 см) в 55,3 км от станции Прогресс

Пределы концентраций $\text{нг}\cdot\text{м}^{-3}$	Новолазаревская–Мирный,	Станция Молодёжная,	Снежный керн из шурфа в 55,3 км от станции Прогресс
> 1,0	Fe, Zn, Al	Fe, Zn	Zn, Ba, Cu
0,1–1,0	Sr, Cu, Ni, Ba, Mn	Sr, Cu, Ni, Ba, Mn, Pb, Cd, Al, Cr	Sr, Mn, Mo, Cr
0,01–0,1	Pb, Cd, Cr, V, Se, Co, As,	Li, Se, Mo, Ti, V	As, Pb, Cd, Sb, Ni, V, Se, Al
0,001–0,01	Mo, Ti, Be, U	Co, U, As	Co
< 0,001	Li, Sb	Be	Fe, Ti, Be, Li

ментов в аэрозоле изменялись от 0,9 до $78,7 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$ в переходной зоне (среднее $16,3 \pm 13,4 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$) и от 2,8 до $56,6 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$ на станции Молодёжная (среднее $15,4 \pm 15,0 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$). По значениям средних концентраций элементов в составе аэрозоля ($\text{нг}\cdot\text{м}^{-3}$) выделены следующие пять групп: 1) с концентрациями более 1,0; 2) 0,1–1,0; 3) 0,01–0,1; 4) 0,001–0,01; 5) менее 0,001. В среднем, около 70% присутствующих в составе атмосферного аэрозоля химических элементов приходится на группу с концентрацией более $1,0 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$ (табл. 4).

Сравнение среднего элементного состава аэрозоля и приповерхностного снега (0–10 см), отобранного в 55,3 км от станции Прогресс, показывает, что и в снеге, и в аэрозоле в первой группе (более $1,0 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$) среди элементов с наиболее высокими концентрациями содержится Zn. В составе аэрозоля по маршруту Новолазаревская–Мирный, кроме Zn, доминируют Al и Fe, на станции Молодёжная – Fe, а в снеге – Ba и Cu (см. табл. 4). Среди элементов первой группы Ba, Al и Zn относятся к литофильным элементам, входящим в состав минералов земной коры преимущественно в виде силикатов; Fe представляет сидерофильные элементы, объединяющие группу элементов по геохимическим особенностям, близкую железу; Cu – халькофильные элементы, находящиеся в земной коре и метеоритах главным образом в форме сульфидов [1]. Все эти металлы необходимы для жизнедеятельности растений и животных. На высокие концентрации Fe и Zn в составе антарктического аэрозоля в своих работах указывают и другие авторы [10, 15, 35]. Поступление этих элементов связывают с естественными источниками, наиболее вероятный из которых – поверхностный слой океанической воды [15].

Состав элементов второй группы (0,1– $1,0 \text{ нг}\cdot\text{м}^{-3}$) в аэрозоле переходной зоны и на станции Молодёжная несколько различался (см.

табл. 4). Тем не менее, долевого вклад элементов этих групп в состав аэрозоля в обоих районах исследования близок: 22,5% – по маршруту Новолазаревская–Мирный, 24% – на станции Молодёжная. Cr, Mn, Sr, Ba, Th и U, входящие во вторую группу (см. табл. 4), относятся к литофильным элементам [1]. Однако Cr, Pb, Cd, Ni и Cu в составе этой группы чаще имеют антропогенное происхождение [16]. Содержание элементов, относящихся ко второй группе (см. табл. 4), составляет в морской воде около 97% массы солевого состава океанической воды. Это даёт основание предположить, что морская вода, как и земная поверхность, значительно влияет на происхождение элементов в составе аэрозоля. В приповерхностном снеге шурфа (0–10 см), в отличие от аэрозоля, вклад элементов второй группы составляет всего 1,3% общей суммы элементов.

Минимальные концентрации элементов по маршруту Новолазаревская–Мирный содержались в аэрозоле, отобранном с 12 по 25 апреля 2014 г. Воздух в этот период поступал к месту забора проб из районов дрейфующих льдов и холодных антарктических вод. Наиболее высокие концентрации определены в пробах аэрозоля, взятого с 19 декабря 2014 г. по 6 января 2015 г. В этот период наблюдался туман, выпадали осадки в виде снега и отмечалось преобладающее поступление континентального антарктического воздуха. На станции Молодёжная высокие концентрации элементов отмечались в составе аэрозоля 10–11 января и 26–27 января 2013 г. Воздушные массы в обоих случаях приходили с прибрежных территорий.

Элементный состав (твёрдые частицы). В аэрозоле, отобранном в сезон 60-й РАЭ в переходной зоне, определён элементный состав твёрдых частиц, содержащих как растворимые, так и нерастворимые фазы аэрозоля. Анализ показал, что концентрации элементов в твёрдых части-

Таблица 5. Средние, минимальные и максимальные концентрации элементов, среднеквадратичные отклонения концентраций и факторы обогащения твёрдых частиц в аэрозоле по маршруту Новолазаревская–Мирный (60-я РАЭ)

Элементы	Концентрации элементов, нг·м ⁻³			Фактор обогащения
	средние $\bar{x} \pm \sigma$	min	max	
Fe	99,4±109,6	11,0	509	5
Al	32,2±32,6	2,6	136	1
Zn	25,5±34,1	3,2	176	932
Cr	16,7±17,6	1,7	88	426
Cu	9,3±10,8	0,53	42	434
Ba	5,5±15,0	0,0	93	33
Pb	2,8±4,3	0,44	23	578
Sr	2,0±2,3	0,25	13	13
Na	1,2±2,2	0,026	14	0,14
Ni	1,6±2,2	0,0791	9,32	54
Ca	0,698±0,73	0,0955	3,27	0,04
Se	0,517±0,90	0,000	3,40	26 445
Mg	0,199±0,33	0,000	1,66	0,02
K	0,181±0,22	0,0072	0,91	0,02
Mn	0,210±0,77	0,0080	4,10	0,56
V	0,180±0,16	0,000	0,62	3
Co	0,0964±0,13	0,035	0,56	10
Li	0,0227±0,073	0,0000	0,44	3
Cd	0,0128±0,062	0,0000	0,34	164
Be	0,0050±0,0078	0,0000	0,032	5
U	0,0043±0,0068	0,0000	0,026	4
As	0,0187±0,0142	0,0000	0,0931	27

цах существенно выше, чем в растворимой фазе (табл. 5). Следовательно, большая часть элементов поступает на поверхность Антарктиды с нерастворимыми в воде соединениями. Суммарная доля элементов в составе растворимой фазы аэрозоля изменялась от 1,2 до 71,8% и равнялась в среднем 15,9% (см. табл. 5, рис. 4). Доля элементов в нерастворимой фазе аэрозоля составила 84,1% (см. рис. 4, а). В нерастворимой в воде фазе аэрозоля полностью отсутствует As, содержание Ni, Mn, Cd, Sr, V, Be и U составляет 14–68%, а Al, Zn, Fe, Cu, Ba, Pb – 85–98% (см. рис. 4, б). Твёрдые частицы, содержащие Li и Cr, практически нерастворимы в воде (см. рис. 4, б). Основным источником лития может быть пыль, доставляемая из пустынных районов Австралии [18].

Показательным критерием для оценки влияния различных факторов на формирование химического состава аэрозольных частиц часто используют фактор обогащения элементов (ФО) по отношению к кларку земной коры. Идея исполь-

зования фактора заключается в том, что соотношение элементов в атмосферных примесях, имеющих земное происхождение, должно соответствовать соотношению этих элементов в земной коре [15, 30, 35]. Расчёт фактора обогащения, подобно коэффициентам обогащения аэрозольных частиц растворимыми компонентами [32], проводится относительно одного из наиболее распространённых элементов. В земной коре это обычно Al [15]:

$$\text{ФО} = (C_i/\text{Al})_{\text{аэр}} / (C_i/\text{Al})_{\text{зк}},$$

где C_i/Al – концентрация i -го элемента относительно Al в аэрозоле (аэр) и земной коре (зк) [15].

Расчёт ФО выполнен для средних концентраций элементов (см. табл. 5, графа 2). Значение фактора обогащения от 1 до 10 может указывать на поверхностный источник поступления элементов в атмосферу. Высокое обогащение частиц установлено для девяти элементов – Zn, Cu, Cr, Ba, Pb, Ni, Se, As, Cd, максимальное из них – для Se (см. табл. 5). Основным источником Se в атмосфере, с одной стороны, может быть морская поверхность. Как отмечал Р. Веллер [33], наблюдается корреляция между концентрациями Se, метансульфоновой кислотой и неморским сульфатом. С другой стороны, при отсутствии такой корреляции предполагается, что Se выбрасывается в атмосферу в результате вулканической деятельности. О длительном естественном поступлении Se в атмосферу Антарктиды свидетельствует его присутствие в ледниковом покрове Антарктиды. Например, в составе ледяного керна, отобранного в 50 км от края ледника до глубины 420 м в районе Купола Лоу (Law Dome, 66°44' ю.ш., 112°50' в.д.), среднее содержание Se составило 0,02 ррв [24].

Большие значения фактора обогащения других элементов отмечаются во многих исследованиях [15, 19, 29, 35]. Однозначного ответа на вопрос о путях поступления веществ в атмосферу не существует. Высокие значения фактора обогащения для Zn, Cu, Cr, Ba, Pb, Cd предполагают перенос веществ от смешанных источников как из глубин антарктического континента, так и в результате трансграничной транспортировки по атмосферному каналу. На содержание биологически активных элементов (Cd, Zn, Se), возможно, влияют биогеохимические циклы океана. Морская соль способствует накоплению As и Sr. Накопление в снежном покрове Pb, Cd, Ni, Cr, Cu связано с деятельностью человека [31].

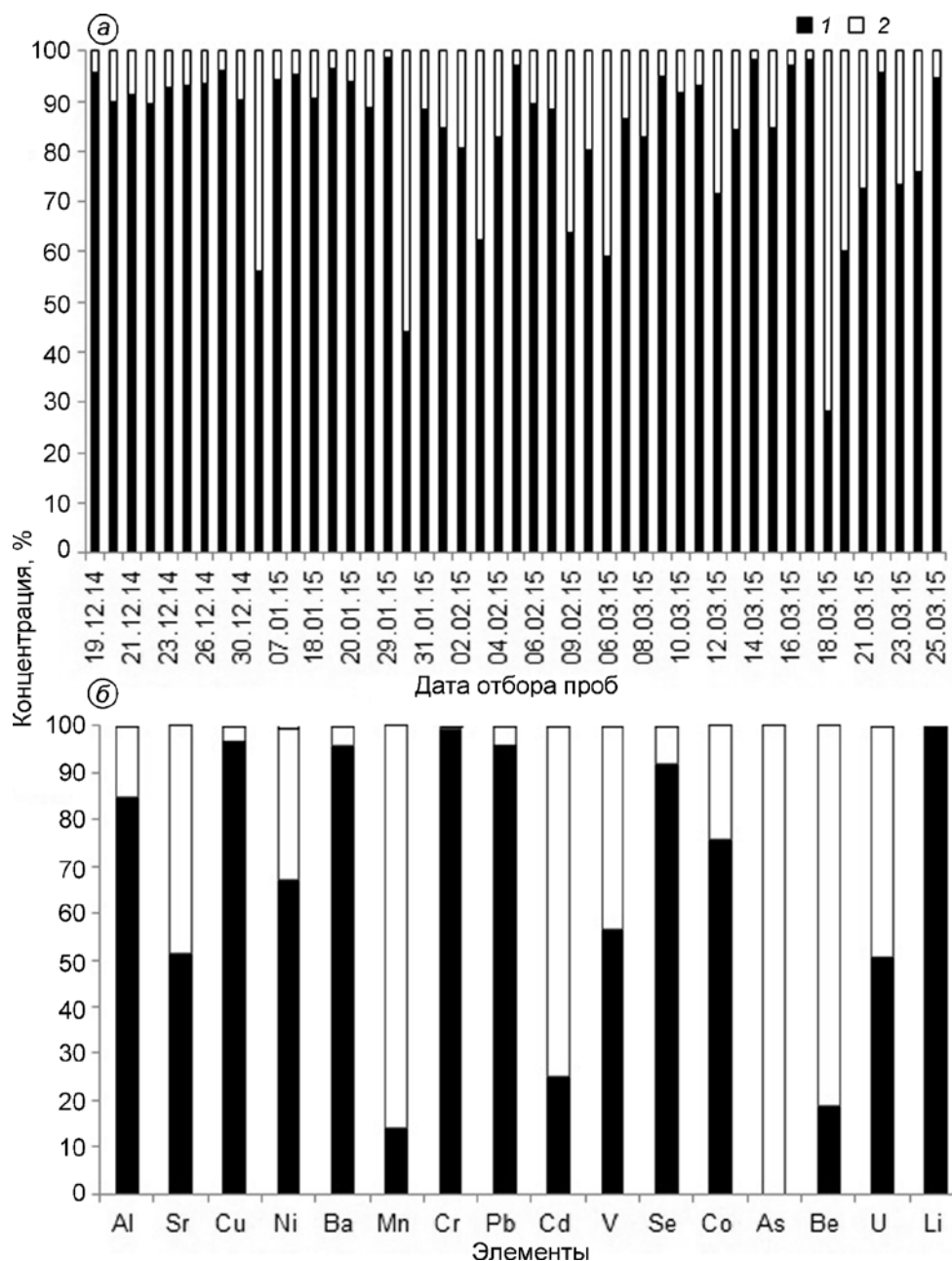


Рис. 4. Долевое соотношение концентраций элементов в составе водорастворимой (1) и нерастворимой (2) фазах аэрозоля по маршруту Новолазаревская—Мирный: *a* — для суммарной концентрации элементов в каждой пробе; *б* — для отдельного элемента

Fig. 4. Concentrations shared distribution of elements being a part of water-soluble (1) and insoluble (2) aerosol fraction en-route Novolazarevskaya—Mirny: *a* — for the total concentration of each elements in sample; *b* — for standalone element

Заключение

Рассмотрена изменчивость химического состава атмосферного аэрозоля, отобранного в 2006–2015 гг. в рамках сезонных работ 52, 53, 55, 58–60-й Российских антарктических экспедиций в 200-километровой переходной зоне системы «континент—атмосфера—океан» по маршруту следования НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трешников» и на российских станциях Молодёжная и Мирный. Полученные результаты показали, что, несмотря на боль-

шой диапазон концентраций химических ингредиентов в составе аэрозоля, прослеживаются общие характерные черты их изменчивости. Отмечено снижение средних значений сумм в период с 2006 до 2014 г. В пространственном отношении выявлена тенденция уменьшения концентраций ионов в составе аэрозоля в направлении от станции Новолазаревская до ст. Молодёжная и увеличения концентрация от ст. Молодёжная до станции Мирный. Сумма ионов в аэрозоле переходной зоны, равная в среднем 2,44 мкг/м³, больше чем на территории антарк-

тических станций Молодёжная — 0,29 мкг/м³ и Мирный — 0,50 мкг/м³.

Основной вклад в сумму ионов аэрозоля антарктических станций вносят Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻ и SO₄²⁻, а в составе аэрозоля переходной зоны основные ионы — Na⁺ и Cl⁻. Доминирующий вклад морской соли и SO₄²⁻ прослеживается не только в составе атмосферного аэрозоля, но и в химическом составе поверхностного и свежевыпавшего снега прибрежных районов Восточной Антарктиды: на индийской станции Майтри, в районе Холмов Ларсеманн, в снеге шурфа на расстоянии 55,3 км от станции Прогресс ($K = 1,4 \div 6,1$). Отмечается снижение значений коэффициентов обогащения этих ионов по мере удаления в глубь континента.

При оценке вкладов континентального и морского факторов в формирование химического состава аэрозоля установлены повышенные коэффициенты обогащения для K⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻ ($K = 3,6 \div 13,0$), что вызвано не только влиянием естественных источников, но и активной деятельностью человека на антарктическом континенте. Проанализирован также элементный состав твёрдой фракции аэрозоля. Наиболее высокие концентрации характерны для Zn, Al и Fe. Соотношение концентраций элементов в растворимой и нерастворимой в воде фазах аэрозоля показало, что 84,1% общей суммы элементов содержится в нерастворимой фазе аэрозоля. Долевое соотношение концентраций элементов в разных фазах изменялось от 16 до 98%. Установлено высокое обогащение аэрозольных частиц следующими элементами: Zn, Cu, Cr, Ba, Pb, Ni, Se, As, Cd ($\Phi O = 27 \div 26\,445$).

Содержание преобладающих химических компонентов (Na⁺, Cl⁻, Zn, Fe), факторы и коэффициенты обогащения элементов и ионов в аэрозоле, а также в поверхностном и свежевыпавшем снеге прибрежной части Восточной Антарктиды свидетельствуют об идентичности источников формирования их состава.

Благодарности. Выражаем благодарность экипажам НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трешников» за помощь и поддержку при выполнении наблюдений.

Наблюдения выполнялись по Подпрограмме «Организация и обеспечение работ и научных исследований в Антарктике» ГП РФ «Охрана окружающей

среды» на 2012–2020 гг., а также при поддержке Проекта РФФИ НЦНИ_а № 15-55-16001, Президиума РАН № 18, ЦКП «Ультрамикроанализ».

Литература

1. Войткевич В.Г. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1973. 168 с.
2. Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Чипанина Е.В., Польшкин В.В., Терпугова С.А., Тихомиров А.Б. Химический состав приводного аэрозоля в районе Антарктиды // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 105–111.
3. Ивлёв Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: изд. СПбГУ, 1999. 256 с.
4. Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Реджепова З.Ю. Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 114–126. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-114-126.
5. Польшкин В.В., Польшкин В.В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Терпугова С.А., Тихомиров А.Б. О межгодовой изменчивости широтного распределения микрофизических и химических характеристик приводного аэрозоля в Восточной Атлантике в 2006–2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 519–524.
6. Толстиков Е.И. Воздушные массы над центральными районами Восточной Антарктиды // Информ. бюл. Советской Антарктической экспедиции. 1960. № 19. С. 21–25.
7. Электронный ресурс: <http://www.acap.asia>
8. Электронный ресурс: <http://www.nilu.no/>
9. Электронный ресурс: <http://www.qasac-americas.org>
10. Artaxo P., Rabello M.L.C., Maenhaut W., Grieken R.V. Trace elements and individual particle analysis of atmospheric aerosols from the Antarctic Peninsula // Tellus B. 1992. V. 44. № 4. P. 318–334. doi: 10.1034/j.1600-0889.1992.00010.x.
11. Bertle N., Mayewski P.A., Aristarain A., Barrett P., Becagli S., Bernardo R., Bo S., Xiao C., Curran M., Qin D., Dixon D., Ferron F., Fischer H., Frey M., Frezzotti M., Fundel F., Genthon C., Gragnani R., Hamilton G., Handley M., Hong S., Isaksson E., Kang J., Ren J., Kamiyama K., Kanamori S., Kärkäs E., Karlöf L., Kaspari S., Kreutz K., Kurbatov A., Meyerson E., Ming Y., Zhang M., Motoyama H., Mulvaney R., Oerter H., Osterberg E., Prosser M., Pyne A., Ruth U., Simões J., Smith B., Sneed S., Teinilä K., Traufetter F., Udisti R., Virkkula A., Watanabe O., Williamson B., Winther J.G., Li Y., Wolff E., Li Z., Zielinski A. Snow chemistry across Antarctica // Annals of Glaciology. 2005. V. 41. № 1. P. 167–179.
12. Budhavant K.B., Rao P.S.P., Safai P.D. Chemical composition of snow-water and scavenging ratios over Cos-

- tal Antarctica // Aerosol and Air Quality Research. 2014. V. 14. P. 666–676.
13. Butchart N. The Brewer–Dobson circulation // Reviews of Geophysics. 2014. V. 52. № 2. P. 157–184.
 14. Cincinelli A., Desideri P.G., Lepri L., Checchini L., Bubba M.D., Udisti R. Marine contribution to the chemical composition of coastal and inland Antarctic snow // Intern. Journ. of Environmental Analytical Chemistry. 2001. V. 79. № 4. P. 283–299.
 15. Dick A.L., Peel D.A. Trace elements in Antarctic air and snowfall // Annals of Glaciology. 1985. V. 7. P. 12–19.
 16. Dorđević D., Stortini A.M., Relić D., Mihajlidi-Zelić F., Huremović J., Barbante C., Gambaro A. Trace elements in size-segregated urban aerosol in relation to the anthropogenic emission sources and the resuspension // Environmental Science and Pollution Research. 2014. V. 21. № 18. P. 10949–10959. doi: 10.1007/s11356-014-2998-1.
 17. EMEP: Manual for sampling and chemical analysis, Norwegian Institute for Air Research. EMEP/CCC-Report 1/95. O-7726. 1996. 176 p.
 18. Fischer H., Siggaard-Andersen M.-L., Ruth U., Röthlisberger R., Wolff E. Glacial/interglacial changes in mineral dust and sea-salt records in polar ice cores: Sources, transport, and deposition // Reviews of Geophysics. 2007. V. 45. RG1002. doi: 10.1029/2005RG000192.
 19. Gabrielli P., Barbante C., Boutron C., Cozzi G., Gaspari V., Planchon F., Ferrari C., Turetta C., Hong S., Cescon P. Variations in atmospheric trace elements in Dome C (East Antarctica) ice over the last two climatic cycles // Atmospheric Environment. 2005. V. 39. № 34. P. 6420–6429.
 20. ICS-3000 Ion Chromatography System Operator's Manual // Document No. 065031. 2008. 392 p.
 21. Khodzher T.V., Golobokova L.P., Osipov E.Y., Shibaev Yu.A., Lipenkov V.Y., Osipova O.P., Petit J.R. Spatial–temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station–Vostok station transect // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 1. P. 931–939. www.the-cryosphere.net/8/931/2014.
 22. Koffman B.G., Kreutz K.J., Kurbatov A.V., Dunbar N.W. Impact of known local and tropical volcanic eruptions of the past millennium on the WAIS Divide microparticle record // Geophys. Research Letters. 2013. V. 40. № 17. P. 4712–4716. doi: 10.1002/grl.50822.
 23. Legrand M., Pasteur E.C. Methane Sulfonic Acid to Non-sea-salt Sulphate Ratio in Coastal Antarctic Aerosol and Surface Snow // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. P. 10991–11006.
 24. Liu Y., Zhang Y., Li G., Xiao L. Analysis of trace elements in the BHQ ice core // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 118. P. 297–300.
 25. Maupetit F., Delmas R.J. Chemical composition of falling snow at Dumont d'Urville, Antarctica // Journ. of Atmospheric Chemistry. 1992. V. 14. № 1. P. 31–42.
 26. McCusker K.E., Battisti D.S., Bits C.M. Inability of stratospheric sulfate aerosol injections to preserve the West Antarctic Ice Sheet // Geophys. Research Letters. 2015. V. 42. № 12. P. 4989–4997. doi: 10.1002/2015GL064314.
 27. Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Shibaev Y.A., Osipova O.P. High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area, East Antarctica // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 1. P. 843–851.
 28. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core. Antarctica // Nature. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
 29. Prodi F., Belosi F., Santachiara G., Contini D., Di Matteo L., Grasso F. Chemical composition and shape of snow crystals in Antarctica // Il Nuovo Cimento C. 2008. V. 31. № 2. P. 157–173.
 30. Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1964. V. 28. № 8. P. 1273–1285. doi: 10.1016/0016-7037(64)90129-2.
 31. Tin T., Fleming Z.L., Hughes K.A., Ainley D.G., Convey P., Moreno C.A., Pfeiffer S., Scott J., Snape I. Review Impacts of local human activities on the Antarctic environment // Antarctic Science Ltd. 2008. doi: 10.1017/S0954102009001722.
 32. Tsunogai S., Saito O., Yamada K., Nakay S. Chemical composition of oceanic aerosol // Journ. of Geophys. Research. 1972. V. 77. P. 5283–5292.
 33. Weller R., Wöltjen J., Piel C., Resenberg R., Wagenbach D., König-Langlo G., Kriews M. Seasonal variability of crustal and marine trace elements in the aerosol at Neumayer Station, Antarctica // Tellus B. 2008. V. 60. № 5. P. 742–752.
 34. Xia L.L., Gao Y. Chemical composition and size distributions of coastal aerosols observed on the US East Coast // Marine Chemistry. 2010. V. 119. P. 77–90.
 35. Xu G., Gao Y. Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica // Polar Research. 2014. V. 33. 23973. doi: org/10.3402/polarv.33.23973.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.321.7

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-189-198

Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген

© 2016 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost

N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on January 25, 2016

Keywords: *anomalous and extreme values of snow cover, characteristics of snow accumulation, snow cover, Svalbard, thaw, winter rainfalls.*

Summary

Climate variations result in changes of the snow cover characteristics which have a certain influence upon thermal state and stability of permafrost. Analysis of data of meteorological station Barentsburg (Svalbard) and our own observations has revealed small change in the snow cover thickness for the period 1984–2015. At the same time, duration of the snow cover presence has shortened by 8%. In recent years, more than 60% of the snow cover thickness was formed during the early third of the cold season which adversely affects a rate of the ground freezing. Durations of thaws increased from 12 to 22 days, and the rainfall amount decreased during the cold period from 60 to 120 mm. The largest increase in the thaw duration (by a factor of 7) and decrease of the rainfall amount (by a factor of 8) fall on January and February. Summing up of the thaw duration and the rainfall amount for the 5-year periods demonstrated significant growth of both. It should be noted also that, according to data of the Barentsburg station and our ones, in a few last years, these parameters reached anomalously high values. Appearance of anomalous values of the snow cover thickness as well as of the dates of its onset became more frequent. For the last decade, recurrence of anomalous values of the snow cover thickness increased: one event for 2.4 years before 2000, and one occurrence of anomalous thickness for 1.4 years since 2001. The later onset of snow cover resulted in shortening of duration of its presence. Occurrence of anomalous duration of the snow cover presence was observed once for 4.3 years before 2001, and once for 3.3 years after 2000.

Статья принята к печати 25 января 2016 г.

Ключевые слова: *аномальные и экстремальные значения параметров снежного покрова, зимние жидкие осадки, особенности снегонакопления, оттепель, снежный покров, Шпицберген.*

Рассмотрены аномальные и экстремальные значения толщины снежного покрова, сроков его установления и схода, продолжительности залегания, динамики снегонакопления, продолжительности оттепелей и количества жидких осадки на архипелаге Шпицберген за 1973–2013 гг. В настоящее время более 60% толщины снежного покрова формируется в первой трети холодного периода года, что влияет на промерзание сезонного талого грунта.

Введение

Современные климатические изменения в районах распространения многолетней мерзлоты приводят к многочисленным отрицательным последствиям, которые воздействуют как на экосистему в целом [19, 21], так и на инфраструктуру этих районов [15] и приводят к мно-

гочисленным авариям и чрезвычайным ситуациям. При этом на термическое состояние и устойчивость многолетней мерзлоты оказывают влияние не только температурные изменения, но и состояние снежного покрова [10, 11, 16]. Снежный покров — важный фактор взаимодействия атмосферы и подстилающих почв и грунтов. В районах с многолетней мерзлотой он слу-

жит естественным теплоизолятором, который может ускорить или замедлить деградацию мерзлоты при климатических изменениях [12, 14]. Снежный покров в основном характеризуют такие его параметры, как толщина, снегозапас и продолжительность залегания. Последние два параметра интересуют в основном климатологов, гидрологов и специалистов сельского хозяйства [13], тогда как толщина снежного покрова определяет его теплозащитные свойства и интересна мерзлововедам [11]. Наряду со специалистами этих направлений, снежный покров привлекает внимание дорожников, коммунальщиков, специалистов аэродромного хозяйства, зоологов, ботаников и специалистов других направлений. Подобный интерес связан с оценкой необходимых сил и средств для расчистки территорий и путей сообщения, возможного промерзания и выпревания растений, а также возникающих препятствий для добывания пищи животными из-под снега [1].

При математическом моделировании влияния снежного покрова на термический режим грунтов спектр характеристик снежного покрова, используемых в качестве входных параметров модели промерзания–протаивания почв и грунтов, значительно расширяется [3, 4]. Например, к параметрам, определяющим теплозащитные свойства снежного покрова, относятся: плотность снега, термическое сопротивление снежного покрова, динамика снегонакопления, сдвиг времени установления снежного покрова относительно времени наступления отрицательных температур, продолжительность залегания и стратиграфия снежного покрова. Влияние этих параметров на промерзание грунта рассмотрено в работах [5, 6, 11, 14]. Так, в годы с аномальной динамикой снегонакопления различия в глубине промерзания грунта могут превысить 50% [10], поэтому, наряду с исследованием средних многолетних значений параметров снежного покрова, необходимо определение их аномальных и экстремальных значений, т.е. отклонений от среднего многолетнего значения на величину $|\sigma|$ и $|2\sigma|$ соответственно, где σ — стандартное отклонение [2].

Один из районов распространения многолетней мерзлоты — архипелаг Шпицберген. Современное потепление климата и значительное влияние снежного покрова на термический режим грунтов [18] могут привести к снижению проч-

ностных свойств и несущей способности мерзлоты. Цель настоящей работы — проанализировать изменчивость параметров снежного покрова, влияющих на сохранение многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. Динамику параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге, рассмотрим на примере данных по снежному покрову метеостанции Баренцбург [сайт http://gr5.ru/archive.php?wmo_id=20107] и наших собственных исследований. За основу примем метеоданные за 30-летний период с 1973 по 2013 г.

Толщина снежного покрова

Один из важнейших параметров снежного покрова, влияющих на промерзание и термический режим грунта, — толщина снега. На рис. 1, а представлены значения толщины снежного покрова за 1984–2015 гг. Линейный тренд показывает небольшое (на 9 см) снижение толщины снежного покрова за последние 30 лет — на 0,3 см/год (тренд за период 1984–2015 гг. $y = -0,2837x + 741,99$; $R^2 = 0,0149$). Толщина снежного покрова находится в пределах 135–200 см. Средняя толщина снежного покрова за этот период составляет 175 см (см. рис. 1, а). В 1994–2004 гг. толщина снежного покрова была в основном меньше среднего многолетнего значения. Стандартное отклонение $|\sigma| = 22$ см. Аномальные значения толщины снежного покрова ниже средних многолетних значений находились в пределах 131–153 см, а выше — в пределах 197–218 см. Мы называем экстремальными значениями толщины снежного покрова меньше 131 см или больше 218 см. На рис. 1, а экстремальные значения толщины снежного покрова отсутствуют. Толщина снега в основном не превышает её аномальные значения больше чем на 3 см и не опускается ниже её нижних аномальных значений.

В 1973–1983 гг. толщина снежного покрова в среднем была на 103 см меньше, чем в 1984–2015 гг. Это не природное различие, оно вызвано переносом метеоплощадки 1 февраля 1984 г. на новое место, с иным рельефом местности, что и привело к значительной разнице в толщине снега.

Наши измерения и расчёты показали, что при толщине снежного покрова 200 см температура поверхности грунта в зимний период не

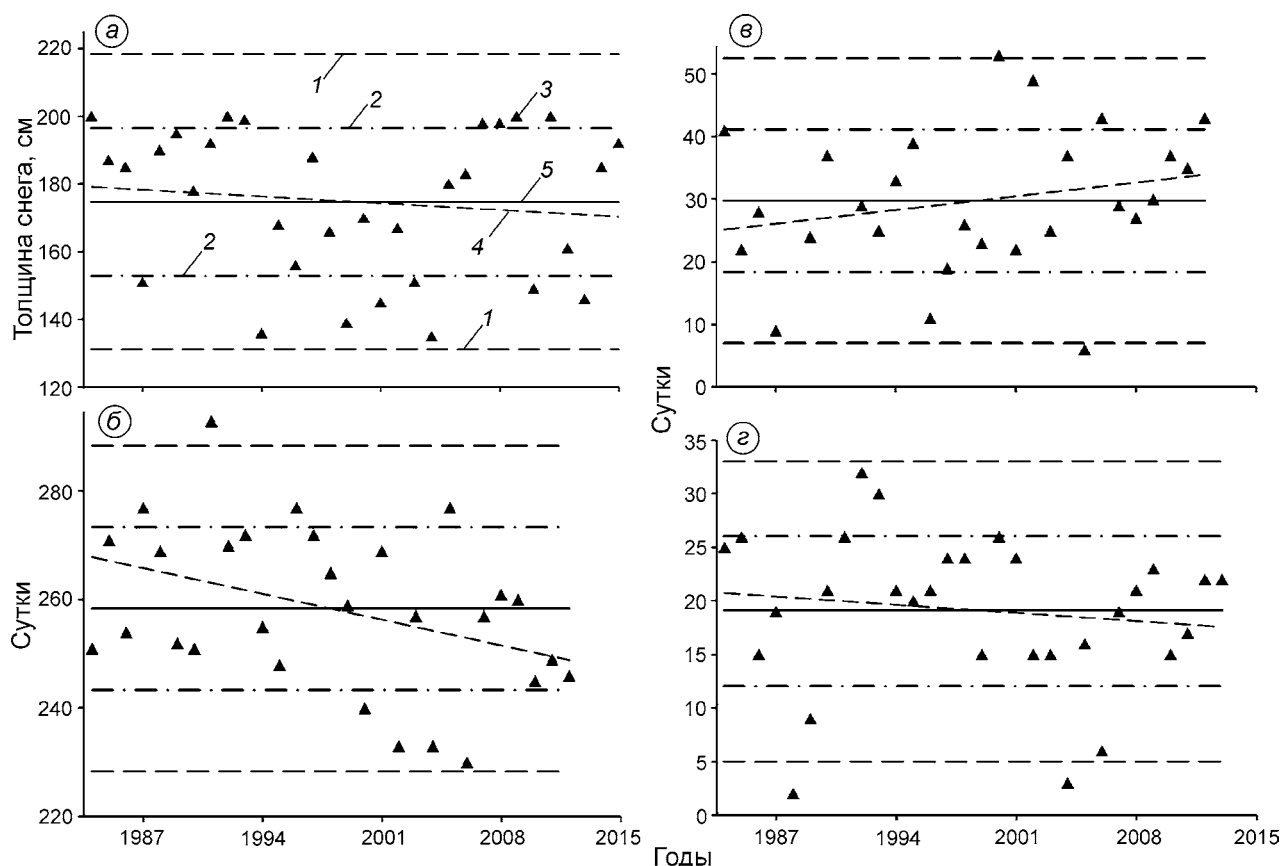


Рис. 1. Динамика параметров снежного покрова:

a – толщина снежного покрова; *б* – продолжительность залегания снежного покрова; *в* – дата установления снежного покрова относительно 4 сентября; *г* – дата схода снежного покрова относительно 30 мая; *1* и *2* – отклонения от среднего многолетнего значения на величину $|2\sigma|$ и $|\sigma|$ соответственно; *3* – данные метеостанции Баренцбург; *4* – тренд; *5* – среднее многолетнее значение

Fig. 1. Dynamics of snow cover parameters:

a – snow depth; *б* – duration of snow cover; *в* – setting up of snow cover relative to September 4; *г* – loss of snow cover relative to May 30; *1* and *2* – deviations from the long-term average by an amount $|2\sigma|$ and $|\sigma|$ respectively; *3* – data of Barentsburg weather station; *4* – the trend; *5* – average long-term value

опускается ниже -1°C . При сохранении толщины снежного покрова на уровне 200 см и более в определённых условиях (отсутствие мохового покрова, повышенная влажность грунта и др.) может сформироваться слой несливающейся мерзлоты, который ослабит прочностные свойства и несущую способность грунта [7].

Продолжительность залегания снежного покрова

Другой параметр, влияющий на термический режим грунта, – продолжительность залегания снежного покрова, которая в период 1984–2015 гг. находится в пределах 230–293 сут. С 1991 по 2012 г. она сокращается (см. рис. 1, б).

Как видно из этого рисунка, экстремальные значения продолжительности залегания снежного покрова приходятся на 1991 г. и составляют 293 сут. Длительность залегания снежного покрова в период 1984–2012 гг. уменьшилась, согласно линейному тренду, на 20 сут. (тренд за период 1984–2012 гг. $y = -0,6773x + 1611,7$; $R^2 = 0,1472$). В это время средняя продолжительность залегания снежного покрова составляла 258 сут., а после 1999 г. она снизилась.

Одна из причин сокращения периода залегания снега – более позднее установление устойчивого снежного покрова (см. рис. 1, в). С 1984 по 2012 г. эти сроки сдвинулись, согласно линейному тренду, приблизительно на 10 сут. (тренд за период 1984–2012 гг.

$y = 0,3128x - 595,48$; $R^2 = 0,0538$). В 2009–2012 гг. устойчивый снежный покров образовывался после 3 октября. При этом сроки его установления в 1984–2012 гг. колеблются от 7 до 53 сут. относительно 4 сентября (см. рис. 1, в).

Другая причина снижения продолжительности залегания снежного покрова — изменение сроков схода снежного покрова, которое, как правило, определяется его максимальной толщиной в начале снеготаяния. Сдвиг сроков схода снежного покрова относительно 30 мая представлен на рис. 1, г. С 1984 по 2013 г. они изменились незначительно: согласно линейному тренду, приблизительно на четверо суток (тренд за период 1984–2013 гг. $y = -0,1077x + 234,32$; $R^2 = 0,0173$). В 1984–2013 гг. сход снежного покрова в среднем приходится на 18 июня, т.е. на 19 сут. позже 30 мая (см. рис. 1, г). Стандартное отклонение $|\sigma| = 7$ сут., аномальные значения продолжительности залегания находятся в пределах сдвига на 5–12 и 26–33 сут. относительно 30 мая. Наиболее ранние значения сроков схода снежного покрова за период 1984–2013 гг. (см. рис. 1, г) приходятся на 1988 г. (1 июня) и 2004 г. (2 июня); толщина снежного покрова в эти годы составляла 190 и 135 см соответственно.

Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость

глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта. Промерзание грунта начинается с наступлением отрицательных температур воздуха, и устойчивый снежный покров ложится, как правило, уже на мёрзлый грунт, толщина которого зависит от температуры воздуха, продолжительности бесснежного периода с отрицательными температурами воздуха, влажности грунта и др. Помимо максимальной толщины снежного покрова, на глубину промерзания грунта влияет и внутригодовой ход метеорологических параметров, в частности снегонакопление в первой половине холодного периода [7, 11]. Так, достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта. Поэтому важное значение имеют толщина снежного покрова в ноябре–декабре, когда в основном и промерзает сезонно-талый слой, и её соотношение с наибольшей толщиной снежного покрова. Наши расчёты показали [10], что глубина промерзания грунта при разной динамике снегонакопления может различаться на 50%.

Одна из характеристик динамики снегонакопления — отношение толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снега Δh . Эта величина за 1984–2013 гг. приведена на рис. 2, а. Её значение, согласно тренду, выросло

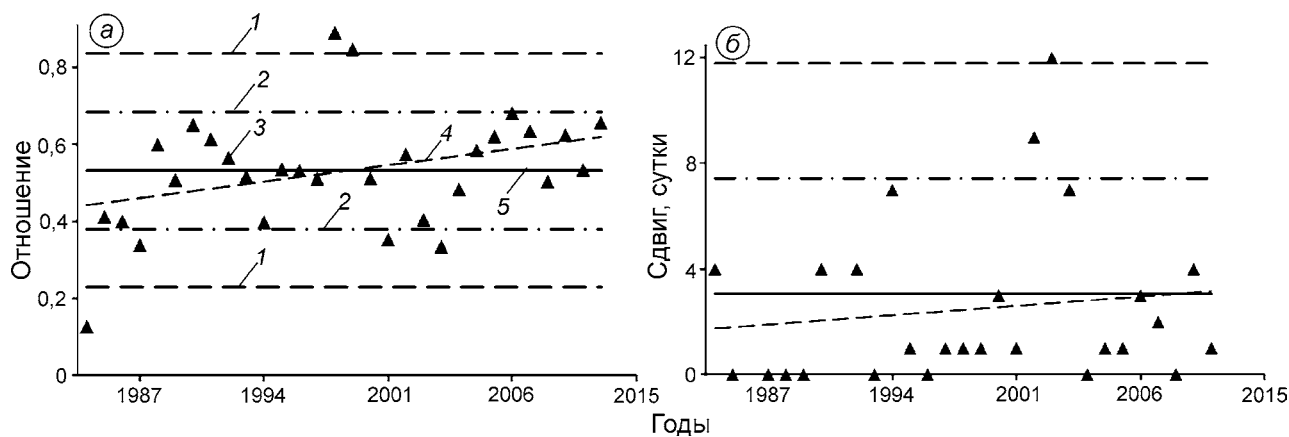


Рис. 2. Отношение толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снежного покрова (а) и величина сдвига времени установления снежного покрова относительно установления отрицательных температур воздуха (б):

1 и 2 — отклонения от среднего многолетнего значения на величину $|2\sigma|$ и $|\sigma|$ соответственно; 3 — величина Δh по данным метеостанции Баренцбург; 4 — тренд; 5 — среднее многолетнее значение

Fig. 2. The ratio of snow depth until January 1 to the maximum snow depth (a) and the shift time of setting up of snow cover relative to the beginning of negative air temperatures (b):

1 and 2 — deviations from the long-term average by amount $|2\sigma|$ and $|\sigma|$; 3 — the value Δh according to the Barentsburg weather station; 4 — the trend; 5 — average long-term value

за данный период с 0,44 до 0,62 (тренд за период 1984–2013 гг. $y = 0,0061x - 11,724$; $R^2 = 0,1255$). За этот же период среднее значение Δh составляет 0,53 (см. рис. 2, *а*) и изменяется от 0,13 (1984 г.) до 0,89 (1998 г.). На Западном Шпицбергене после 1984 г. большая часть твёрдых осадков выпадает в первой трети холодного периода (см. рис. 2, *а*). Это приводит к тому, что в последние годы более 60% толщины снежного покрова формируется именно в это время. В результате при увеличении толщины снежного покрова в начале холодного периода промерзание замедляется [10].

Рассмотрим другие факторы, влияющие на глубину промерзания и термический режим грунта. Один из них – время сдвига установления устойчивого снежного покрова относительно времени появления средних суточных отрицательных температур воздуха Δt . Расчёты показали, что при росте значения Δt на одни сутки глубина промерзания может увеличиться на 0,02 м [8]. Величина Δt за период 1984–2012 гг. приведена на рис. 2, *б*. Её значение за этот период, согласно тренду, изменилось незначительно – на одни сутки (тренд за период 1984–2012 гг. $y = 0,0504x - 98,188$; $R^2 = 0,0185$). За этот период средняя величина Δt составила 2,5 сут. При этом её значения в период 1984–2012 гг. находятся в пределах 0–19 сут. Стандартное отклонение $|\sigma| = 3$ сут., а аномальные величины Δt находятся в пределах 7–12 сут. Экстремальные значения Δt превышают 12 сут. Как видно из рис. 2, *б*, такие значения Δt за период 1984–2012 гг. приходятся на 2003 г. (12 сут.) и на 1986 г. (19 сут.). Таким образом, на Западном Шпицбергене величина Δt резко не возрастает и на термическое состояние грунта почти не влияет. Исключение могут составить лишь годы с экстремальной величиной Δt .

Оттепели и жидкие осадки

На промерзание грунта и его термический режим влияет и теплоизоляционная способность снежного покрова, которая зависит от его стратиграфии и коэффициента теплопроводности снега [9]. Последний обусловлен структурой и плотностью разных слоёв снежного покрова. Стратиграфия снежной толщи определяется как её естественным развитием под действием мета-

морфизма снега, температурного режима и снегонакопления [17, 20], так и воздействием оттепелей и жидких осадков, которые приводят к уплотнению снега и формированию ледяных прослоек. В условиях Шпицбергена оттепели и жидкие осадки – частые явления, поэтому стратиграфия снежного покрова в значительной степени зависит от присутствия оттепелей и жидких осадков и их экстремальных значений [9]. Эти явления есть возможность рассмотреть с 1973 г.

Суммарная продолжительность оттепелей и количество жидких осадков за холодный период с 1973 по 2013 г. показаны на рис. 3, *а, б*. За этот период продолжительность оттепелей увеличилась с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков возросло с 60 до 120 мм. Тренд продолжительности оттепелей за период 1973–2013 гг. $y = 0,2493x - 480,62$; $R^2 = 0,0855$. Но, начиная с 2000 г., продолжительность оттепелей сильно возросла и вместе с этим увеличился рост количества зимних осадков.

Средняя продолжительность оттепелей за холодный период (см. рис. 3, *а*) составляет 17 сут. при стандартном отклонении 10 сут., а среднее количество жидких осадков за холодный период – 91 мм при $|\sigma| = 56$ мм (см. рис. 3, *б*). При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за холодный период составляет четверо суток, а среднее количество жидких осадков за отдельную оттепель равно 23 мм. Самые сильные оттепели были в 2006 (21 сут. и 93 мм жидких осадков) и 2012 г. (15 сут. и 136 мм жидких осадков).

Экстремальные значения самых продолжительных оттепелей за холодный период приходятся на 1975 (39 сут. и 69 мм жидких осадков) и 2012 г. (41 сут. и 236 мм жидких осадков). За сутки 29 января 2012 г. толщина снежного покрова уменьшилась на 16 см при 27 мм жидких осадков. При этом в долине Грёндален на поверхности грунта под снегом образовался слой льда толщиной до 60 см после того, как весь снег пропитался водой, стекавшей с окрестных склонов [9]. В целом, в конце января 2012 г. под воздействием жидких осадков толщина снега уменьшилась со 117 до 91 см. Экстремальные значения наибольшего количества жидких осадков за холодный период, вызвавшие существенное изменение структуры снежной толщи, приходятся на 1993, 2011 и 2012 г. Жидкие осадки за холодный период в эти годы составили 233, 227 и 236 мм соответственно.

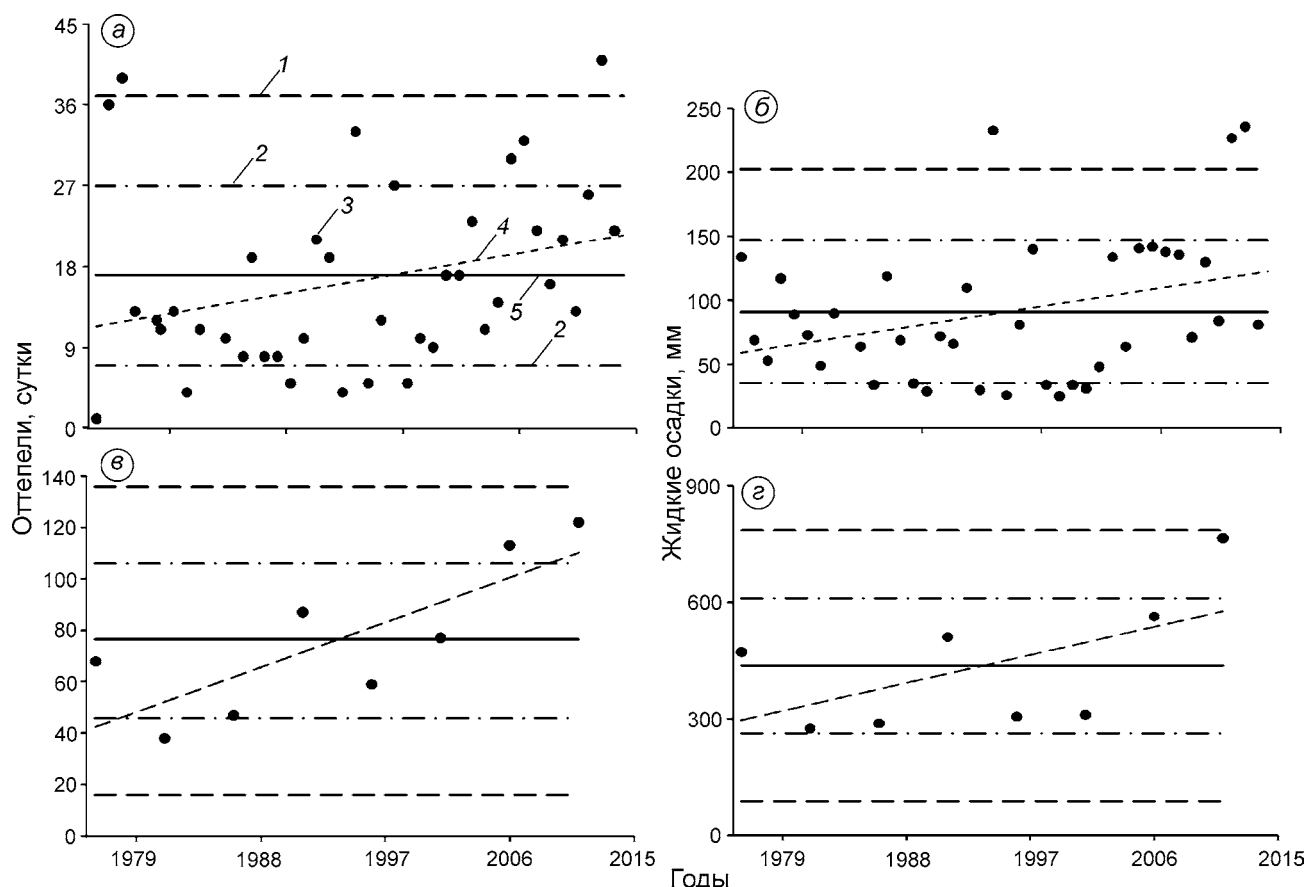


Рис. 3. Число дней оттепели (а, в) и количество жидких осадков (б, г):

а, б – за холодный период; в, г – за пятилетки, начиная с 1974 г.; 1 и 2 – отклонения от среднего многолетнего значения на величину $|2\sigma|$ и $|\sigma|$ соответственно; 3 – значения по данным метеостанции Баренцбург; 4 – тренд; 5 – среднее многолетнее значение

Fig. 3. Number of days with thaw (а, в) and the amount of liquid precipitation (б, г):

а, б – during the cold period; в, г – for the five-year periods starting from 1974; 1 and 2 – deviations from the long-term average by an amount $|2\sigma|$ and $|\sigma|$; 3 – values according to the Barentsburg weather station; 4 – the trend; 5 – average long-term value

Важный параметр оттепелей, влияющий на состояние снежной толщи и термический режим грунта, – временной фактор. Если оттепель происходит в марте–апреле, то изменение теплозащитных свойств снежной толщи незначительно влияет на термическое состояние грунта, если только это не экстремальная оттепель с большим количеством жидких осадков, проникающих до поверхности грунта. Оттепель в начале холодного периода повлияет на нижние слои снежного покрова и не затронет вышележащий снег, выпавший позже. Наибольшее влияние на состояние снежного покрова и термический режим грунта окажут оттепели в декабре–январе.

Рассмотрим параметры оттепели в разные периоды холодного времени года за 1973–2013 гг. В первые холодные месяцы – ноябрь и декабрь –

увеличивается продолжительность оттепелей (тренд $y = 0,1206x - 231,7$; $R^2 = 0,0508$). При этом количество жидких осадков за холодный период, согласно линейному тренду ($y = 0,0196x + 10,278$; $R^2 = 4 \cdot 10^{-05}$), практически не изменяется. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за ноябрь и декабрь составляет 49 мм при стандартном отклонении $|\sigma| = 38$ мм. При этом среднее количество жидких осадков за одну оттепель равно 23 мм при $|\sigma| = 22$ мм. Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за ноябрь–декабрь составляет девять суток при $|\sigma| = 6$ сут. При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за ноябрь–декабрь составляет четверо суток при таком же стандартном отклонении.

За январь–февраль растёт как продолжительность оттепелей в холодный период за 1973–

2013 гг. (тренд $y = 0,2224x - 437,34$; $R^2 = 0,2375$), так и количество жидких осадков в это время ($y = 1,4143x - 2782,6$; $R^2 = 0,2367$). Причём этот рост многократный – сумма продолжительности оттепелей растёт, согласно линейному тренду, от полутора до десяти суток, а количество жидких осадков возрастает с 8 до 63 мм. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за январь–февраль несколько ниже по сравнению с предыдущим периодом (ноябрь–декабрь) и составляет 39 мм при стандартном отклонении $|\sigma| = 34$ мм, что вызвано более низкими температурами воздуха в этот период. При этом среднее количество жидких осадков за одну оттепель практически не меняется и составляет 24 мм при таком же значении $|\sigma|$. Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за январь–февраль равна девяти суткам при стандартном отклонении $|\sigma| = 6$ сут. При этом сохраняется и средняя продолжительность отдельной оттепели за январь–февраль, которая составляет четверо суток при таком же $|\sigma|$.

За весенние месяцы март–апрель изменения как количества оттепелей, так и количества жидких осадков незначительны, при этом их тренды отрицательны: $y = -0,0125x + 29,878$; $R^2 = 0,0019$ и $y = -0,1269x + 280,51$; $R^2 = 0,0079$ соответственно. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за март–апрель составляет 27 мм при $|\sigma| = 17$ мм. Среднее количество жидких осадков за одну оттепель составляет 20 мм при $|\sigma| = 13$ мм. Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за март–апрель составляет пять суток при $|\sigma| = 3$ сут. При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за март–апрель равна четырём суткам при $|\sigma| = 3$ сут.

Рост продолжительности оттепелей и суммы жидких осадков холодного периода за пятилетние периоды, начиная с 1974 г., представлен на рис. 3, в, г. Видно, что увеличивается и продолжительность оттепелей (почти в 3 раза с 1973 г. согласно линейному тренду), и количество жидких осадков (приблизительно в 2 раза с 1973 г. согласно линейному тренду), что указывает на направленность климатических изменений на Западном Шпицбергене. Сумма продолжительности оттепелей и жидких осадков за пятилетние периоды показывает (см. рис. 3, в, г), что после 2006 г. эти значения принимают аномально большие или близкие к ним значения. Таким обра-

зом, в этот период снежный покров подвергался наибольшим воздействиям оттепелей и жидких осадков, что способствовало его уплотнению, формированию ледяных корок и снижению термического сопротивления снежного покрова.

Частота аномальных и экстремальных явлений

При анализе частоты аномальных и экстремальных явлений, связанных с параметрами снежного покрова, рассмотрим временные периоды с 1984 по 2000 и с 2001 по 2013 г., а при анализе частоты оттепелей и количества жидких осадков – периоды с 1973 по 2000 и с 2001 по 2013 г. На рис. 4, а представлены аномальные и экстремальные значения толщины снежного покрова и отдельно выделена максимальная и минимальная толщина снега. После 2000 г. отмечено четыре года с аномально большой толщиной снежного покрова и пять лет с аномально низкой, тогда как за предыдущий период (1984–1999 гг.) – четыре года с аномально высокой толщиной и три с аномально низкой. Всего установлено семь аномальных лет за 17 летний период с 1984 по 2000 г. и девять – за 13-летний период после 2000 г. Частота появления аномальных значений толщины снежного покрова за последнее десятилетие возросла: одно событие за 2,4 года до 2000 г. и одно проявление – за 1,4 года после 2001 г.

Анализ аномальных и экстремально ранних и поздних сроков установления снежного покрова относительно 4 сентября показал, что после 2000 г. было три аномальных года с поздним сроком установления снежного покрова и один год с ранним сроком. За предыдущий период отмечено два аномальных года с поздним сроком установления снежного покрова и два года с ранним сроком. Частота аномальных сроков установления снежного покрова такова: один раз за 4,3 года до 2000 г. и один раз за 3,3 года после 2001 г.

Более позднее установление снежного покрова приводит к сокращению продолжительности его залегания, в том числе к появлению аномальных значений (см. рис. 4, б). До 2001 г. было три года с аномально высокой продолжительностью залегания снежного покрова и один год с аномально низкой; после 2000 г. – один год с аномально высокой и три года с аномально

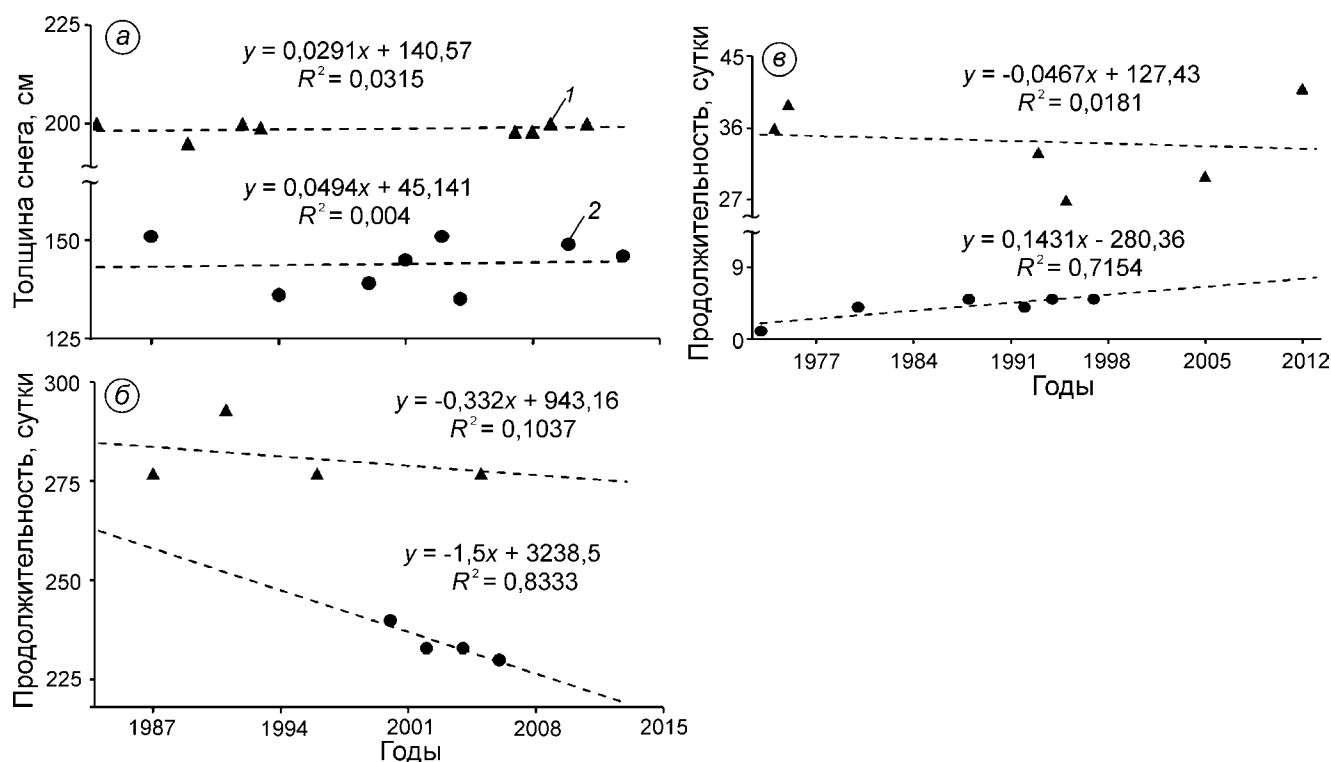


Рис. 4. Аномальные и экстремальные значения толщины (а), продолжительности залегания снежного покрова (б) и продолжительности оттепелей (в):

1 - максимальные; 2 - минимальные значения; пунктир - тренд

Fig. 4. Abnormal and extreme values of snow depth (a), duration of snow cover (b), and duration of thaw (v):

1 - maximal; 2 - minimal; dotted line - trend

низкой продолжительностью залегания снежного покрова. Аномальная продолжительность залегания снежного покрова отмечена один раз за 4,3 года до 2001 г. и один раз за 3,3 года после 2000 г. Динамика такая, как и у сроков установления снежного покрова.

Аномальные и экстремальные сроки схода снежного покрова в последние годы бывают редко. После 2000 г. было два года с наиболее ранним сходом снежного покрова, а до 2000 г. отмечено два года с наиболее ранним сходом снежного покрова и пять лет с более поздним сходом снежного покрова. Аномальные сроки схода снежного покрова были один раз за 2,4 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г.

Аномальные и экстремальные годы с продолжительными оттепелями представлены на рис. 4, в. До 2000 г. отмечено четыре года с наибольшей продолжительностью оттепелей и шесть лет с наименьшей, а после 2000 г. — два года с наибольшей продолжительностью оттепелей. Продолжительные оттепели случались один раз

за 3,1 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г. Снижение частоты продолжительных оттепелей приводит к более редкому появлению аномальных и экстремальных значений жидких осадков. При этом растёт продолжительность оттепелей и увеличивается количество жидких осадков (см. рис. 3, а, б). До 2000 г. отмечен один год с наибольшим количеством жидких осадков и пять лет — с наименьшим, а после 2000 г. было два года с наибольшим количеством жидких осадков в холодный период. Значительные жидкие осадки случались один раз за 4,7 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г.

Выводы

Климатические изменения влияют на характеристики снежного покрова, определяющие термическое состояние и устойчивость многолетнемёрзлых грунтов. Анализ данных по метеостанции Баренцбург на архипелаге Шпицберген

и результатов наших наблюдений показал небольшое изменение толщины снежного покрова за период с 1984 по 2015 г. За эти годы продолжительность залегания снежного покрова сократилась на 8%, что было вызвано как более поздними сроками установления снежного покрова, так и чуть более ранним его сходом. В среднем устойчивый снежный покров здесь лежит с 3 октября по 18 июня. На промерзание сезонно-талого слоя грунта сильно влияет отношение толщины снежного покрова до 1 января к наибольшему её значению. В последние годы более 60% всего снежного покрова формируется в первой трети холодного времени года.

Частые явления в холодный период на Шпицбергене — оттепели и жидкие осадки. Продолжительность оттепелей за холодный период с 1984 по 2015 г. возросла с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков с 60 до 120 мм. При этом многократный рост продолжительности оттепелей (в 7 раз) и жидких осадков (в 8 раз) отмечается в январе–феврале. Эти явления в последние годы принимают особенно высокие значения; в 2012 г. они привели к формированию в долине Грёндален слоя льда толщиной до 60 см.

Всё чаще повторяются особенно высокие значения толщины снежного покрова и поздние сроки его установления, но на фоне роста продолжительности оттепелей и количества жидких осадков снижается частота проявления их аномальных и экстремальных значений.

Таким образом, текущее изменение параметров снежного покрова оказывает разнонаправленное влияние на термическое состояние и устойчивость многолетней мерзлоты. С одной стороны, изменение динамики снегонакопления и выпадение большей части твёрдых осадков в первой трети холодного периода увеличивает теплозащитную роль снежного покрова и ухудшает условия промерзания грунта, но с другой стороны, увеличение сдвига времени установления устойчивого снежного покрова и рост жидких осадков, изменяющих стратиграфию снежной толщ и уменьшающих термическое сопротивление снежного покрова, способствуют промерзанию грунта. При этом часть природного холода тратится на замерзание жидкой влаги в снежном покрове. Поэтому делать выводы об одностороннем или преобладающем действии одного из рассмотренных факторов на устойчи-

вость многолетней мерзлоты пока трудно. Необходимы дальнейшие наблюдения и модельные расчёты для оценки воздействия разных параметров снежного покрова с учётом аномальных и экстремальных значений и их комплекса на термический режим многолетней мерзлоты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Литература

1. Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 448 с.
2. Максимова Л.Н., Чижев А.Б., Меламед В.Г., Дубровин В.А., Медведев А.В. Оценка влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание пород (с применением ЭВМ) // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 127–135.
3. Олейников А.Д., Володичева Н.А. Экстремальные зимы XX–XXI вв. как индикаторы снежности и лавинной опасности в условиях прошлого и прогнозируемого изменений климата // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 52–57.
4. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Соколатов С.А. О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // МГИ. 2000. № 88. С. 41–45.
5. Осокин Н.И., Жидков В.А., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на промерзание грунтов // МГИ. 2000. № 89. С. 209–213.
6. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 4. С. 40–46.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 115–120.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
9. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.

10. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
11. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: ГЕО, 2008. 230 с.
12. *Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н.* Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на Севере России // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 4. С. 30–39.
13. *Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948. Вып. 40. С. 64–75.
14. *Скачков Ю.Б.* Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзотоведения СО РАН, 2001. 25 с.
15. *Цаликов Р.Х.* Опасности и угрозы для северных территорий Российской Федерации, обусловленные глобальным изменением климата / Материалы науч.-практич. конф. «Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации». М.: изд. НЦУКС МЧС России, 2008. С. 122–130.
16. *Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
17. *Шмакин А.Б., Турков Дж.В., Михайлов А.Ю.* Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
18. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 52–59.
19. *Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D.* Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska // Arctic, Antarctic, Alpine Research. 2000. V. 32. № 3. P. 303–315.
20. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
21. *Yoshikawa K., Hinzman L.* Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost // Permafrost Periglacial Process. 2003. № 14. № 2. P. 151–160.

Метаморфизм и термические свойства свежеснегоснега (по исследованиям в Подмоскowie)

© 2016 г. Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва
rob31@mail.ru

Metamorphism and thermal properties of fresh snow (study in the Moscow region)

R.A. Chernov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
rob31@mail.ru

Article accepted for publication on February 18, 2016

Keywords: *coefficient of snow thermal conductivity, new snow, rounded snow particles, temperature gradient snow metamorphism.*

Summary

As a result of laboratory tests were obtained values of the coefficient thermal conductivity (K_{eff}) of new snow for different types of the solid precipitation: plates, needles, stellars, graupels. Snow samples were collected during a snowfall and placed in the freezer. For all types of sediment thermal conductivity of snow is equal to 0.03–0.04 W/m·°C. Transformation of new snow occurs within 10 days at average temperature –10 °C and the gradient temperature of 50–60 °C/m. Under these conditions, the metamorphism leads to an increase the density of snow, size of grains and rounded snow particles. At the beginning of the experiment, the thermal conductivity of snow is linearly increased in proportion to the density of the snow. However, after 3–5 days K_{eff} stabilized at about 0.08–0.09 W/m·°C, although the density of the snow and size of grains continued to increase. This effect occurs with the appearance of faceted crystals and loosening of snow. In the future, while maintaining a negative temperature coefficient of thermal conductivity remained unchanged. Thus, the temperature gradient metamorphism affect to the thermal conductivity snow, which plays an important role in maintaining the thermal insulation properties of snow cover. The article describes the formula to calculate the thermal conductivity of the snow conditions in the temperature gradient metamorphism. Such conditions are characteristic of the vast expanses of the north and northeast of the European part of Russia. On the basis of long-term observations in Moscow shows the average minimum and maximum values for the density of the snow woods and fields on the basis of which can be calculated for the thermal properties of the snow.

Статья принята к печати 18 февраля 2016 г.

Ключевые слова: *зернистый снег, коэффициент теплопроводности снега, свежеснегоснег, термоградиентный метаморфизм снега.*

Рассмотрены процессы метаморфизма свежеснегоснега (оседание и перекристаллизация) при отрицательных температурах и наличии градиента температуры в снегу. Исследованы образцы свежеснегоснега, отобранные при выпадении основных типов твёрдых осадков, характерных для Подмоскowie: звёздочек, игл, пластинок и снежной крупы. Экспериментально показано влияние процессов метаморфизма снега на его теплопроводность. Установлено, что при оседании и перекристаллизации свежеснегоснега его теплопроводность возрастает нелинейно: увеличивается в первые дни после снегопада и стабилизируется на уровне 0,09 Вт/м·°C через 3–5 дней при появлении признаков конструктивного метаморфизма. Таким образом, метаморфизм снега влияет на его термические свойства и это можно оценить количественно.

Введение

Снежный покров — естественное препятствие для проникновения холода из атмосферы в почву, что обусловлено его пористой структурой и малой плотностью. Эти качества наиболее выражены в рыхлых слоях свежеснегоснега, отложенного при слабом ветре или штиле. В таком слое кристаллы снега образуют чрезвычайно пористую структуру, особенно когда твёрдые осадки выпадают в виде ле-

дяных игл, пластинок и звёздочек. В средней полосе России в зимний период среди твёрдых осадков наиболее распространены иглы и звёздочки (шестиугольные дендриты), хотя часто встречаются и пластинки, и снежная крупа. Возникновение определённого типа снежинок зависит от температуры и влажности в нижнем слое атмосферы [3, 5]. Пространственная форма снежинок препятствует компактной упаковке кристаллов, что обеспечивает большую пористость слоя снега и незначительную начальную

плотность. По многочисленным наблюдениям, в Подмоскowie плотность свежеснегавшего снега в первые сутки после снегопада составляет 0,06–0,09 г/см³. В последующие дни при безветрии (такие условия характерны для леса) снег уплотняется до 0,13–0,15 г/см³. В холодные периоды слой свежеснегавшего снега некоторое время сохраняет характерные признаки кристаллического строения. Контакты между кристаллами свежеснегавшего снега вытянуты, а их толщина не превышает 0,1 мм. Это создаёт ажурную кристаллическую структуру, в которой процессы кондуктивной передачи тепла затруднены. Именно поэтому свежеснегавший снег имеет очень низкую теплопроводность, которая сравнима с теплопроводностью воздуха [1].

Кристаллическое строение свежеснегавшего снега нарушается процессами естественного уплотнения и сублимационного округления. При сублимационном округлении разрушаются тонкие связи между кристаллами снега. В естественных условиях залегания снежного покрова этот процесс длится от нескольких часов до нескольких суток в зависимости от интенсивности процессов перекристаллизации, что, в конечном счёте, определяется температурой снега и его массой [14]. Уплотнение снежного покрова и пространственные преобразования его структуры приводят к изменчивости его термических свойств. Ранее неоднократно отмечалось влияние плотности и температуры снега на его теплопроводность [1, 6, 10]. Кроме того, установлено, что структура снега связана с процессами теплопередачи, но численные оценки этой связи получены сравнительно недавно [9, 13, 15]. Определения теплопроводности свежеснегавшего снега в научной литературе встречаются крайне редко, а влияние структуры снега на этот параметр практически не исследовано. Во многих регионах России, где наблюдаются частые снегопады, свежеснегавший снег представляет собой постоянно возобновляемый слой, толщина которого сравнима с толщиной всей снежной толщи, особенно в первой половине зимы. Термические свойства этого слоя могут быть значимы в теплофизических расчётах при оценке промерзания глубины грунтов и температурного режима верхнего слоя почвы [6–8]. А для южной и юго-западной частей средней полосы России теплофизиче-

ские свойства слоёв снежного покрова определяют эффективность земледелия.

В первые дни после снегопада характеристики свежеснегавшего снега претерпевают значительные изменения: плотность снега увеличивается в 1,5–2 раза; в 2–4 раза укрупняются зёрна снега, изменяется и их форма. Маловероятно, что в этот период теплопроводность снега остаётся на прежнем уровне. В настоящей работе выполнены экспериментальные оценки теплопроводности свежеснегавшего снега на первой стадии его метаморфизма и при дальнейшей его перекристаллизации в случае отрицательных температур, определены также начальные значения коэффициента теплопроводности. Показаны различия в изменчивости теплопроводности свежеснегавшего снега разного типа, они указывают на особенности процессов его сублимационной перекристаллизации.

Методика исследований

Исследования теплофизических свойств свежеснегавшего снега предусматривали полевые наблюдения, отбор образцов снега, а также лабораторные методы измерения его теплопроводности. Полевые наблюдения, выполненные автором, позволили установить, что на юге Подмоскovie снежный покров имеет выраженную слоистость, которая определена перерывами в снегонакоплении и частыми зимними оттепелями. Во второй половине зимы снежная толща представлена двумя основными горизонтами: верхний горизонт состоит из свежеснегавшего, мелко- и среднезернистого снега, а нижний – из слоёв глубинной изморози. Плотность снежного покрова, как правило, увеличивается сверху вниз. Однако частые оттепели несколько усложняют стратиграфию снежного покрова, что отражается в чередовании рыхлых и уплотнённых слоёв снега, а также в скачкообразном изменении их плотности. В верхнем горизонте снежного покрова плотность изменяется от 0,06 до 0,18 г/см³, отдельные слои снега, сформированные во время оттепели, имеют плотность до 0,25 г/см³. В нижнем горизонте вариации плотности снега более равномерны: здесь плотность изменяется от 0,20 до 0,35 г/см³. В таблице представлены данные о средней плотности

Средняя плотность слоёв снега (от минимальных значений до максимальных) на юге Подмосквья, г/см³

Вид снега	Пастбище	Смешанный лес
Свежевыпавший (наблюдаются первичные формы атмосферных кристаллов)	0,10–0,19	0,05–0,12
Мелкозернистый (кристаллы снега имеют огранку)	0,12–0,21	0,11–0,14
Среднезернистый, плотный (бесформенные зёрна, спаянные оттепелью)	0,17–0,40	0,16–0,28
Перекристаллизованный снег (глубинная изморозь)	0,22–0,36	0,15–0,27

слоёв снега в зимний период, полученные автором с 2001 по 2015 г. на юге Подмосквья. Наблюдения велись на постоянном снегомерном профиле, охватывающем различные элементы ландшафта. Значения средней плотности снежного покрова даны для пастбища и смешанного леса (берёза и ель).

Как уже отмечалось, теплопроводность снега в значительной степени зависит от его плотности, поэтому наилучшие теплозащитные свойства характерны для рыхлого снега, имеющего большую пористость и наименьшую плотность. Начальная плотность свежевыпавшего снега не превышает 0,06–0,08 г/см³. При естественном оседании снега в зависимости от условий погоды она увеличивается до 0,12–0,15 г/см³. Слой свежевыпавшего снега препятствует проникновению холода с поверхности. На юге Подмосквья средняя толщина свежевыпавшего снега составляет 10–15% всей толщины снежного покрова, она равна 3–6 см. Полевые наблюдения показали, что даже в периоды похолоданий структура свежевыпавшего снега изменяется достаточно быстро – в течение 5–7 дней формируются рыхлые слои мелкозернистого снега, состоящие из бесформенных и частично огранённых кристаллов размером менее 0,5 мм.

Поскольку рыхлый снег отличается хорошими теплозащитными свойствами, то по мере его снегонакопления именно свежевыпавший и мелкозернистый снег становятся важными элементами в теплообмене между почвой и атмосферой. На это указывают непосредственные полевые измерения тепловых потоков в снеге. В дневные часы при среднем градиенте темпе-

ратуры около 40 °С/м значения теплового потока в верхнем слое снежного покрова составляли около 3 Вт/м², в нижнем слое достигали 5 Вт/м², а в отдельные часы – 7 Вт/м². Наблюдаемые различия, вероятно, обусловлены неодинаковой интенсивностью процессов сублимации и испарения водяного пара в слоях снега. Полевые измерения показали, что верхний слой снега служит барьером для интенсивного теплообмена через снежную толщу. Количественные характеристики этого процесса ещё слабо изучены. По ряду технических причин непрерывные измерения теплового потока и плотности свежевыпавшего снега в естественных условиях провести довольно трудно, поэтому мы выполнили лабораторные испытания, которые предусматривали определение теплопроводности свежевыпавшего снега, его плотности, размера зёрен и их формы.

Наблюдения проводились в течение 10 дней, начиная с момента отбора слоя снега во время снегопада. Взятые образцы снега помещали в морозильник для обеспечения постоянных термических условий в слое. Образцы отбирали с сохранением горизонтального положения слоёв свежевыпавшего пушистого снега во время одновременных снегопадов. Кристаллический состав снега был различным: отобраны образцы, которые состояли преимущественно из снежинок в форме пластин и их фрагментов, а также из дендритов (звёздочек), игл и снежной крупы.

Прямоугольный блок свежевыпавшего снега с размерами сторон 30 × 30 см и толщиной до 20 см помещался в морозильник в толстостенном контейнере. Температура в морозильнике была задана постоянной и составляла $-17,5 \pm 1,0$ °С. В основании образца снега поддерживалась температура от $-6,0$ до $-9,0$ °С, стенки контейнера, в котором хранился образец, были теплоизолированы от морозильника. Перепад температуры между основанием и поверхностью образца обеспечивал градиент температуры 50 ± 10 °С/м. В центре образца были установлены основной и резервный датчики теплового потока с разрешением 0,1 и 0,5 Вт/м² соответственно. Температура снега сверху и снизу образца и тепловой поток в его центре контролировались дистанционно вне морозильника. Измерения проводились автором в Институте географии РАН в январе – марте 2015 г. и в

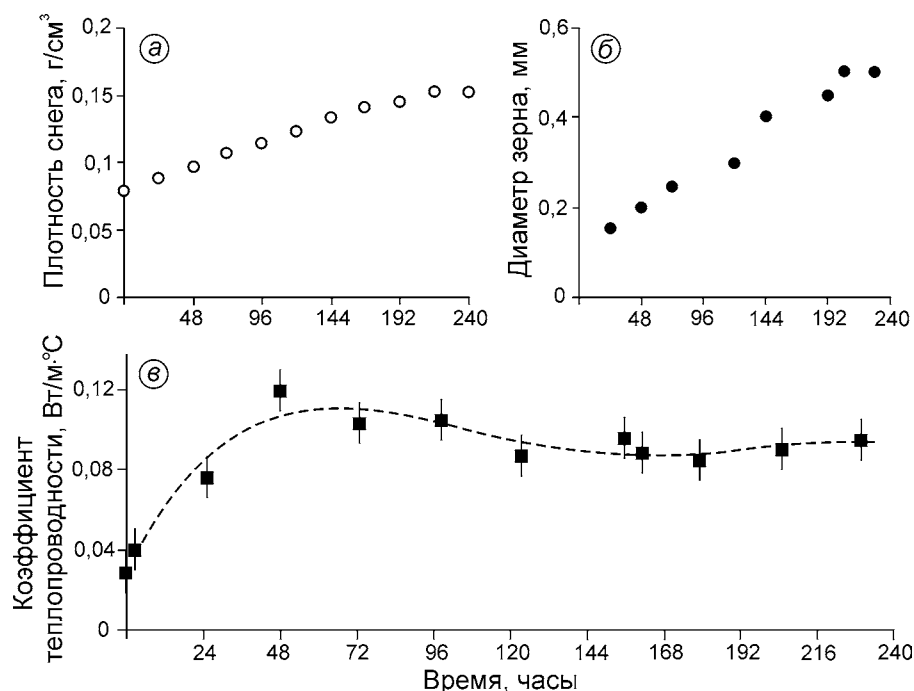


Рис. 1. Характеристики свежеснеговывпавшего снега в течение 10 суток после снегопада:

a — плотность снега; *б* — средний размер кристаллов; *в* — коэффициент теплопроводности

Fig. 1. Characteristics of new snow within 10 days after the snowfall:

a — snow density; *б* — average grain size; *в* — thermal conductivity coefficient

январе 2016 г., подробное описание применяемого метода анализа и устройство экспериментальной установки приведены в работе [13].

Результаты исследований

Начальная плотность свежеснеговывпавшего снега, состоящего из снежинок в форме пластинок, составила 0,08 г/см³. После отбора образца и помещения его в контейнер плотность увеличилась до 0,09 г/см³. В процессе опыта плотность снега рассчитывалась по величине его оседания в контейнере. График изменения плотности снега приведён на рис. 1, *a*. По окончании опыта, через 10 дней, проводились контрольные измерения плотности снега в образце с помощью весов. Конечная плотность снега оказалась равной 0,18 г/см³. С помощью макросъёмки при отборе небольших проб снега исследовались структурные изменения снега и определялись размеры зёрен. На рис. 1, *б* представлен график изменения среднего размера зёрен снега в процессе опыта.

Коэффициент теплопроводности снега рассчитан по уравнению Фурье как отношение величины теплового потока к величине градиента температуры, которые измерялись в процессе опыта каждые три часа. Полученные значения коэффициента теплопроводности свежеснеговывпав-

шего снега даны на рис. 1, *в*. Максимальные погрешности, равные $\pm 0,01$ Вт/м·°С, показаны вертикальными линиями на экспериментальных точках (см. рис. 1, *в*). Как видно из рис. 1, в отличие от плотности снега и размера его зёрен, коэффициент теплопроводности свежеснеговывпавшего снега со временем увеличивается нелинейно. Сначала, в течение двух—трёх суток, он растёт линейно, а затем стабилизируется. Макросъёмка структуры снега показала, что в первые дни после снегопада происходит интенсивное округление зёрен, при этом первичные кристаллографические формы снежинок исчезают. В последующие дни свежеснеговывпавший снег в образце полностью трансформировался в мелкозернистый, при этом появились признаки конструктивного метаморфизма снега: на поверхности кристаллов возникла огранка, масса снега легко разделялась на отдельные короткие цепочки кристаллов в отличие от комковатого зернистого снега (рис. 2).

Эксперимент показал, что структурные преобразования свежеснеговывпавшего снега происходят очень быстро, несмотря на низкие температуры в морозильнике и минимальную массу. В течение 10 дней средние размеры зёрен увеличились в несколько раз и достигли в диаметре 0,5 мм. В процессе опыта образец снега испытывал оседание и его плотность, как уже отмечалось, линейно увеличивалась до 0,18 г/см³. Вместе с тем структу-

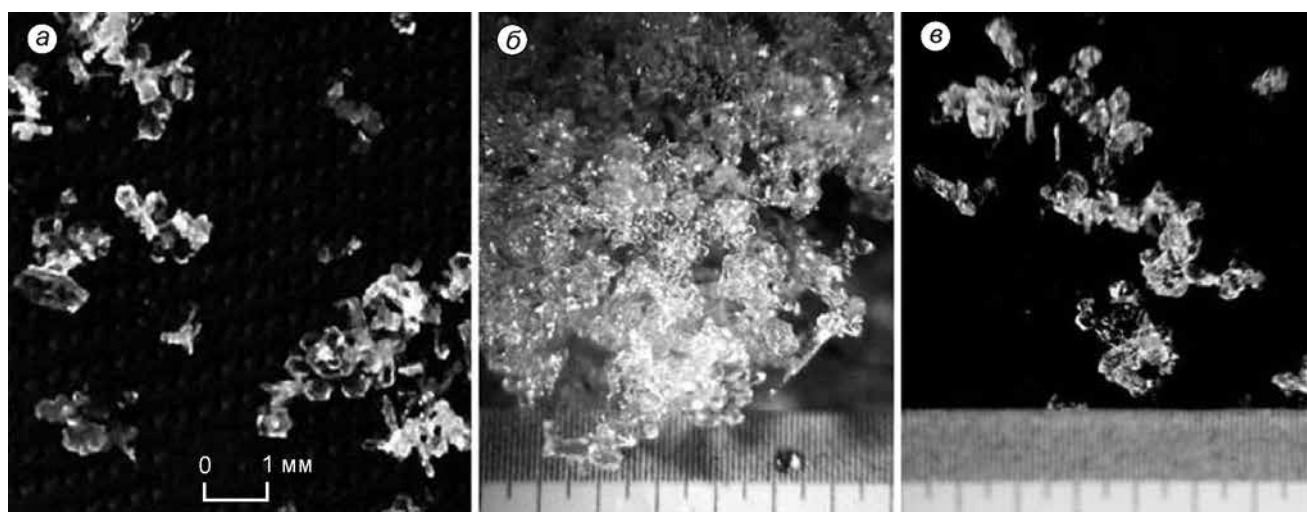


Рис. 2. Термоградиентный метаморфизм свежеснеговывпавшего снега при времени, прошедшем после снегопада: *a* – 1 час; *б* – 100 часов; *в* – 205 часов

Fig. 2. Temperature gradient metamorphism of new snow, time after snowfall: *a* – 1 hour; *б* – 100 hours; *в* – 205 hours

ра снега оказалась более жёсткой и одновременно более хрупкой: снег сыпался при отборе проб. Подобный признак структуры снега более характерен для глубинной изморози, хотя размеры её кристаллов значительно больше. Такие же количественные и качественные изменения снега мы также наблюдали и в других образцах. В образцах с иглами и дендритами (звёздочки) начальная плотность снега была одинакова и составляла $0,10 \text{ г/см}^3$. При самоуплотнении снега плотность увеличилась до $0,15$ и $0,14 \text{ г/см}^3$ для дендритов и игл соответственно. В случае с иглами наблюдался замедленный рост плотности снега, что может быть связано с особенностями пространственного каркаса слоя снега, сложенного тонкими лучами кристаллов льда. Образец из снежной крупы имел начальную плотность $0,11 \text{ г/см}^3$ и уплотнился до $0,18 \text{ г/см}^3$.

Структурные изменения в образцах также имели различную интенсивность: дендриты преобразовались в зернистый снег за пять дней, иглы – за шесть дней, снежная крупа – за три дня. На рис. 3 показаны экспериментальные данные измерений коэффициента теплопроводности снега в процессе его метаморфизма. В образцах снега 1–3 наблюдался рост коэффициента теплопроводности в течение 4–5 дней, в образце 4 (снежная крупа) теплопроводность в первые дни даже уменьшалась. В последующие дни во всех образцах наблюдалась стабилиза-

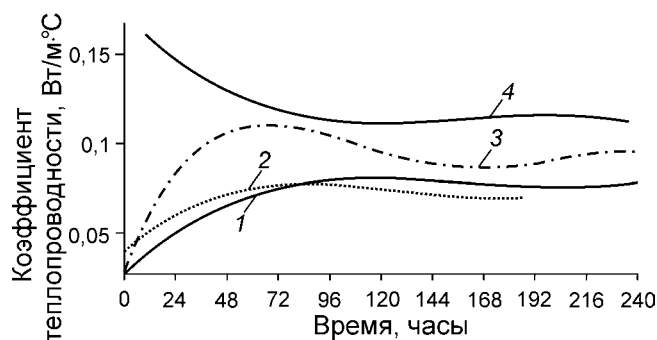


Рис. 3. Изменения коэффициента теплопроводности свежеснеговывпавшего снега в процессе метаморфизма:

1 – игл; 2 – звёздочек; 3 – пластинок; 4 – снежной крупы

Fig. 3. Changes of the thermal conductivity of new snow in the process of metamorphism:

1 – needle; 2 – stellar; 3 – plates; 4 – graupels

ция коэффициента теплопроводности на уровне $0,07$ – $0,11 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{С}$. Температурные условия опытов были идентичными, температура в центре образца составляла $-9 \div -10 \text{ }^\circ\text{С}$, максимально понижаясь до $-12 \text{ }^\circ\text{С}$. Значения теплового потока изменялись в зависимости от уплотнения и оседания образца и составляли 3 – 6 Вт/м^2 .

Повторные взятия образцов и определения теплопроводности свежеснеговывпавшего снега показали практически те же результаты. Для дендритов и снежной крупы при начальной плотности снега, равной $0,09$ и $0,12 \text{ г/см}^3$ соответственно, теплопроводность снега через 10 дней стабили-

зировалась на уровне 0,12 и 0,09 Вт/м·°С. Однако теплопроводность снега, сложенного первоначально дендритами, оказалась выше ожидаемой, что можно объяснить отсутствием в начале опыта (трое суток после снегопада) градиента температуры в образце. Отметим, что без градиента температуры в образце свежеснеговывпавшего снега (дендриты) его плотность в первые трое суток после снегопада изменялась как и с градиентом температуры.

Обсуждение результатов

Результаты эксперимента позволили выделить характерные признаки начальной стадии метаморфизма снега и установить его влияние на термические свойства снега. Во всех случаях наблюдается преобразование кристаллических форм снежинок в бесформенные частицы снега, отмечены равномерное увеличение плотности снега и рост его кристаллов. Постоянно действующий градиент температуры в образце вызывает появление огранки на поверхности кристаллов. А развитие гранных форм, по-видимому, указывает на перестройку зернистой структуры снега, так как он становится рассыпчатым и менее связанным. В результате этих процессов теплопроводность снега в целом увеличивается, но процесс протекает неравномерно.

Исследования термических свойств снега показали, что уплотнение снега и его структура влияют на процессы теплопередачи в снегу. По мнению большинства авторов, с увеличением плотности снега возрастает и его теплопроводность [1, 10, 14, 16]. Тем не менее, с ростом кристаллов снега наблюдаются уменьшение общего числа связей между ними и утончение нагруженных связей в каркасе снега [2, 4, 12], что препятствует теплопередаче, так как именно ледяной каркас снега — основной проводник тепла.

Результаты наших опытов показывают взаимодействие этих процессов: при оседании снега и увеличении его плотности коэффициент теплопроводности стабилизируется. В работах [10, 16] представлены многочисленные примеры подобных зависимостей отечественных и зарубежных авторов, которые не обнаруживают этот эффект. Однако в работе М. Стурма приведены низкие значения теплопроводности снега,

которые, по мнению автора, характерны для сухого перекристаллизованного снега. В нашем случае теплопроводность свежеснеговывпавшего снега достигала 0,09–0,11 Вт/м·°С в первые 3–5 дней, а в дальнейшем теплопроводность преобразованного снега оставалась постоянной, что вполне согласуется с результатами М. Стурма [16] по измерению теплопроводности перекристаллизованного рыхлого снега. Полученные нами ранее экспериментальные данные о теплопроводности глубинной изморози дают величину около 0,10–0,13 Вт/м·°С [13]. Хотя эти величины несколько больше опытных значений для свежеснеговывпавшего снега, небольшие различия можно отнести за счёт преобразования структуры снега и влияния температуры на его теплопроводность.

Таким образом, в величине коэффициента теплопроводности отражается характерная особенность термических свойств перекристаллизованного снега в процессе его метаморфизма. Эта особенность указывает на развитие снежной толщи по типу разрыхления. В дальнейшем определения коэффициента теплопроводности снега в полевых условиях могут быть использованы при исследовании процессов метаморфизма снежного покрова, а его значения удобно сравнивать с коэффициентом теплопроводности для глубинной изморози, который определяется по формуле, полученной ранее экспериментально: $K_{eff} = 0,64\rho - 0,02$, Вт/м·°С. Здесь значения плотности снега ρ даны в г/см³.

Данная формула применима и для лежалого свежеснеговывпавшего снега при значениях его плотности более 0,14 г/см³, что также проверено экспериментально. Отметим, что в нашем опыте созданы условия для интенсивной перекристаллизации снега, а продолжительное воздействие отрицательной температуры обуславливает его развитие по типу разрыхления. Подобные условия развития снежного покрова — типичные для обширных территорий России, где идёт умеренное накопление снега, а зимой редко случаются оттепели. Как было отмечено П.А. Шумским [14], процессы перекристаллизации снега препятствуют процессам оседания, создавая жёсткую вертикальную структуру снега. Можно предположить, что конструктивный метаморфизм снега в таких условиях препятствует не только дальнейшему оседанию снега, но и процессам передачи тепла. Развитие снежной толщи

имеет направленность к созданию структуры с большим термическим сопротивлением, т.е. холод так преобразует снежную толщу, что она лучше защищает почву от выхолаживания.

Эти особенности метаморфизма снега справедливы для условий холодной зимы с продолжительными отрицательными температурами воздуха. В Подмоскowie и более южных районах подобная ситуация наблюдается только в холодные зимы с редкими непродолжительными оттепелями. В последние годы это были зимы с 2009 по 2012 г., когда снежная толща развивалась по типу разрыхления. Регулярные полевые измерения на юге Подмоскowie, в Калужской, Тульской и Тверской областях показали, что в этих условиях формируется снежная толща, состоящая из рыхлых слоёв мелкозернистого снега и глубинной изморози. Для снежного покрова расчётный средний коэффициент теплопроводности был равен $0,11\text{--}0,12\text{ Вт/м}\cdot\text{°С}$, что соответствует плотности снежного покрова $0,20\text{--}0,22\text{ г/см}^3$. В тёплые зимы в этих регионах плотность снежного покрова обычно выше $0,22\text{ г/см}^3$ в результате уплотнения снега во время оттепелей. Доля жидких осадков в зимний период составляет в среднем 20%, количество дней с оттепелями достигает 18–20, а в южных районах эти показатели увеличиваются до 30% и 30 дней соответственно [11]. Толщина слоёв свежеснегавшего снега в Подмоскowie и на севере Среднерусской возвышенности больше в 2–3 раза, чем на юге, а их плотность оказывается вдвое меньше. Влияние оттепелей проявляется и в средней плотности снежного покрова, которая растёт с севера на юг приблизительно вдвое, а в Белгородской области достигает $0,38\text{ г/см}^3$. Поэтому теплозащитные свойства снежного покрова значительно ухудшаются с севера на юг.

Ландшафтные различия в снегонакоплении могут быть даже более заметны, чем региональные. Уплотнение снега при оттепелях особенно хорошо проявляется на открытых пространствах. Повышение плотности свежеснегавшего снега при оттепелях на полях носит регулярный характер, а к концу зимы различия в средней плотности снега для леса и поля достигают 20–30% (см. таблицу). Эти ландшафтные различия существенно влияют на неравномерное промерзание почвы. Так, в начале марта 2011 г., по нашим наблюдениям, на территории Централь-

но-Чернозёмного заповедника глубина промерзания почвы в лиственном лесу и на лесной опушке составляла около 10 см. Средняя толщина снежного покрова в лесу была равна 45 см, а средняя плотность — $0,20\text{ г/см}^3$. Снежная толща состояла преимущественно из рыхлого перекристаллизованного снега, а слои свежеснегавшего и мелкозернистого снега имели толщину 15–20 см. Рядом, на пашне, где снежная толща состояла из уплотнённого смёрзшегося крупнозернистого снега толщиной до 15 см, а свежеснегавший снег отсутствовал, глубина промерзания почвы превышала 100 см. Безусловно, значительные различия в глубине промерзания в лесу и на полях определяются и другими факторами: влажностью и составом почв, экспозицией склона, наличием слоя лиственного опада.

Заключение

Для образцов свежеснегавшего снега, образованных из осадков разного типа, экспериментально определены значения плотности, размера зёрен и теплопроводности снега. В процессе опытов установлены некоторые расхождения в величине начальной теплопроводности и скорости уплотнения в зависимости от типа осадков. При этом конечные характеристики для всех образцов снега оказались близкими как по плотности, так и по теплопроводности. Этот факт указывает на общий механизм преобразования свежеснегавшего снега на начальной стадии метаморфизма независимо от типа твёрдых осадков.

Установлено, что на ранней стадии метаморфизма свежеснегавшего снега в течение 2–3 дней быстро увеличивается его теплопроводность, однако после преобразования его структуры в зернистую и появлении признаков конструктивного метаморфизма этот процесс замедляется. При проведении опыта теплопроводность снега стабилизировалась на значении $0,08\text{--}0,09\text{ Вт/м}\cdot\text{°С}$, что оказалось значительно меньше теплопроводности свежеснегавшего снега, отложившегося во время оттепели при температуре около 0 °С . При отсутствии оттепелей в снежном покрове формируются условия для сохранения его теплозащитных свойств. Отметим, что перерывы в снегонакоплении не

ухудшают теплозащитные свойства отложенного снега, так как при отрицательных температурах перекристаллизация существенно не влияет на коэффициент теплопроводности снега.

Таким образом, экспериментально подтверждено, что свежеснег имеет чрезвычайно низкую теплопроводность. В процессе термоградиентного метаморфизма, несмотря на значительное уплотнение и интенсивный рост кристаллов, свежеснег длительное время сохраняет свои теплозащитные свойства. Его теплопроводность была равна $0,10 \pm 0,02$ Вт/м[°]С для всех рассмотренных типов свежеснега. Результаты исследования позволяют сделать вывод, что преобразования свежеснега играют важную роль в сохранении теплозащитных свойств снежного покрова в условиях термоградиентного метаморфизма. Это необходимо учитывать при планировании снежной мелиорации и оценке промерзания почв.

Литература

1. *Войтковский К.Ф.* Механические свойства снега. М.: Изд-во Наука, 1977. 126 с.
2. *Коломыц Э.Г.* Кристалломорфологический атлас снега (пособие для снеголавинных станций). Л.: Гидрометеиздат, 1984. 214 с.
3. *Котляков В.М.* Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 287 с.
4. *Куваева Г.М.* О росте кристаллов в снежном покрове // МГИ. 1965. Вып. 11. С. 270–273.
5. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство для описания снежной толщи и снежного покрова). Русское издание // МГИ. 2012. Вып. 2. 80 с.
6. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А.* О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // МГИ. 2000. № 88. С. 41–45.
7. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А., Чернов Р.А.* Роль снежного покрова в промерзании грунтов // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 52–57.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
9. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
10. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
11. Средняя полоса Европейской части России / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1967. 440 с.
12. *Тушинский Г.К., Гуськова Е.Ф., Губарева В.Д.* Перекристаллизация снега и возникновение лавин. М.: Изд-во МГУ, 1953. 116 с.
13. *Чернов Р.А.* Экспериментальное определение теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 71–77.
14. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
15. *Schneebeli M., Socratov S.A.* Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity // Hydrological Processes. 2004. V. 18. P. 3655–3665.
16. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.583:624.131.435

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-207-220

Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга

© 2016 г. И.Л. Калюжный*, С.А. Лавров

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург

*hfl@mail.ru

Effect of climate changes on the soil freezing depth in the Volga River basin

I.L. Kalyuzhny*, S.A. Lavrov

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

*hfl@mail.ru

Article accepted for publication on August 4, 2015

Keywords: *depth of soil freezing, freeze-up forecast, snow cover, the river Volga basin.*

Summary

It is established that the climate warming leads to decrease in depth of soil freezing in the whole area basin of the River Volga. This effect is observed since 1978. Depths of soil freezing averaged over the whole basin decreased relative to values measured during the period of stable climate conditions by 34 cm, i.e. from 92 up to 58 cm, or by 37%. In the Northern part of the basin, the depths have decreased by 49%, in the Western, Eastern, and Southern areas – 39, 24 and 38%, respectively. The spatial variability of the depths is estimated by the example of the river Vyatka, the large tributary of the Volga with area of 124 000 km² and the site «Log Usadjevsky» with area of 2.0 km² (a part of experimental polygon of the Valdai water-balance station). It is shown that the coefficient of variation of the freezing depth decreases when the depth increases. When the depth becomes smaller 60 cm plots of thawed soil appear that significantly increases the infiltration ability of the basin. The technique of estimating the soil freezing depth under change of climate characteristics is proposed.

Статья принята к печати 4 августа 2015 г.

Ключевые слова: *бассейн реки Волга, глубина промерзания почвы, прогноз промерзания, снежный покров.*

Рассмотрена временная изменчивость глубин промерзания почвы, обусловленная вариабельностью климатических характеристик в бассейне р. Волга. Показано, что изменение глубин промерзания наблюдается во всём бассейне реки, но имеются определённые отличия в каждой из её географических зон. Оценены пространственная изменчивость глубин промерзания на примере бассейна р. Вятка и водосборов малых рек, а также возможность прогноза промерзания почв при климатических изменениях.

Введение

Промерзание почвы – достаточно сложный многофакторный процесс, изменяющий физические свойства деятельного горизонта почв речных водосборов. При промерзании протекают структурные изменения почвы: её пористости, плотности, водопроницаемости и теплофизических характеристик [5]. К основным факторам, определяющим процесс промерзания почвы, относятся: температура приземного слоя воздуха, начальная влажность промерзающего слоя почвы, её основные водно- и теплофизические характеристики, теплоизолирующие свойства снежного покрова. Анализ результатов многолетних наблюдений за промерзанием почвы на сети

станций Росгидромета показывает, что в зимний сезон интенсивность её промерзания существенно изменяется. В первую половину зимы (декабрь и январь) процесс промерзания наиболее интенсивен. В этот период толщина снежного покрова в бассейне Волги относительно невелика – в пределах 15–25 см – и серьёзно не влияет на промерзание. Интенсивность промерзания в данный период зависит от интенсивности нарастания отрицательной температуры воздуха. Глубина промерзания в первую половину зимы в основном определяется январскими морозами.

При достижении наибольших запасов воды в снеге, что соответствует максимальным теплоизоляционным возможностям снежного покрова, процесс охлаждения почвы значительно за-

медляется и промерзание почвы практически прекращается или глубина промерзания изменяется крайне незначительно. Этому способствует то обстоятельство, что с увеличением глубины промерзания затрудняется отток тепла, выделяющегося при фазовых превращениях влаги. Глубина промерзания почвы речных водосборов — один из факторов, существенно влияющих на формирование зимнего стока [4]. Она влияет на регулирующую функцию перераспределения запасов почвенной влаги между талым и мёрзлым слоями почвы. Запасы влаги в талом слое почвы расходуются на зимний сток; в мёрзлом слое — на формирование талого стока. Глубины промерзания почвы за период климатических изменений существенно уменьшились, что вызывает увеличение как зимнего стока, так и потерь талого стока. Отсюда возникает проблема оценки временной и пространственной изменчивости глубин промерзания почвы при современных климатических изменениях в бассейне Волги.

Исходная информация

В качестве исходной информации о глубинах промерзания почвы и сопутствующих метеорологических элементах использованы многолетние наблюдения за этими характеристиками на сети метеорологических и агрометеорологических станций (ГМС) Росгидромета [11–14]. Промерзания почв в бассейне Волги анализировались по 61 пункту наблюдений, относительно равномерно расположенных в пределах бассейна и его окрестностей. Наблюдения охватывают два периода: с 1955–1960 по 1977 г. и с 1978 по 2012 г. Используются также материалы наблюдений водно-балансовой станции Росгидромета «Подмосковная» (бассейн р. Медвенка) и водосборов Валдайского филиала Государственного гидрологического института (ГГИ): «Лог Усадьевский», поверхность которого представлена полем, и лесного водосбора — «Лог Таёжный». Лесной участок занимает спелый хвойный лес (более 80–100 лет), произрастающий на лёгких суглинках; полевой участок — луговая растительность также на лёгких суглинках.

Оценка пространственной изменчивости глубин промерзания выполнена Вятской экспедицией института в 1974–1978 гг. в бассейне

р. Вятка по наблюдениям в 35 пунктах. Площадь бассейна реки — 124 тыс. км², преобладают в основном суглинистые почвы [3]. Для поставленной цели глубины промерзания определялись в 15–20 пунктах по 3-километровым маршрутам на полевых и лесных участках, в остальных случаях длина маршрута была в пределах 1,5 км. Число пунктов при каждой съёмке, на которых измерялась глубина промерзания почв, составляла 180–200 пунктов в лесу и 200 — в поле.

Основным прибором, которым измерялась глубина промерзания почв, был мерзлотомер системы Данилина I типа. Погрешность определения составляет ± 1 см. Методика проведения наблюдений регламентирована Наставлением гидрометеорологическим станциям [7, 8]. Полученный объём информации достаточен для оценки временной и пространственной изменчивости промерзания почвы в бассейне р. Волга.

Временная изменчивость глубин промерзания почвы в бассейне р. Волга

Издание Справочников по климату СССР (1964 г.) [11–14] дало первое представление о систематических измерениях глубин промерзания, выполненных в бассейне Волги с предвоенных лет до 1962 г. Приведённые в данном справочнике результаты по 30 пунктам наблюдений показывают существенную пространственную изменчивость этой характеристики в пределах бассейна. Так, средняя глубина промерзания в бассейне Волги была равна 82 см и изменялась от 33 см на юге бассейна до 115 см на востоке. Наибольшие глубины промерзания достигали 150–170 см. Средняя наименьшая глубина промерзания в бассейне была равной 41 см. Сравнения глубин промерзания, наблюдаемых с 1977 по 2010–2012 гг., показывает значительное временное изменение этих характеристик по сравнению с предыдущим периодом, результаты за который даны в Справочниках (табл. 1). Так, средняя глубина промерзания за этот период уменьшилась на 33% и составила 55 см, изменяясь от 20 до 114 см. Наибольшие глубины промерзания в отдельные годы достигали 148–177 см, а средняя наименьшая глубина понизилась до 13 см; в ряде случаев промерзание в бассейне не наблюдалось. Ана-

Таблица 1. Сравнительные характеристики глубин промерзания почвы по ряду пунктов наблюдений в бассейне р. Волга в период стабилизации климата, приведённые в Справочниках по климату СССР и в период с 1977 по 2012 г.

Пункт наблюдений	Глубина промерзания в период стабилизации климата, см [11–14]	Глубина промерзания в период изменения климатических характеристик с 1977 по 2012 г., см
Йошкар-Ола	92*/136/57	64*/96/20
Чулпаново	101/128/74	92/147/15
Астрахань	59/98/36	51/95/0
Самара	86/145/50	32/82/3
Безенчук	105/150/60	54/115/12
Киров	69/135/32	24/68/6
Юрьев-Польский	72/129/51	66/109/47
Бугуруслан	104/161/48	94/116/10
Чебоксары	100/165/5	93/155/26
Бугульма	84/124/43	71/118/19
Лысково	91/170/32	59/112/24
Кострома	99/160/21	38/90/2
Солигалич	52/128/26	20/46/1
Красные Баки	74/98/38	43/80/5
Арзамас	93/156/34	50/108/15

*Средняя/наибольшая/наименьшая.

Таблица 2. Изменение глубин промерзания почвы в географических зонах бассейна р. Волга в разные периоды

Зоны бассейна	Число пунктов наблюдений	Средняя глубина промерзания, см	Уменьшение глубины промерзания, см (%)
Северная	11	77*/39	38 (49)
Северо-западная	4	100/72	28 (28)
Западная	10	70/43	27 (39)
Центральная	17	87/56	31 (36)
Южная	12	115/71	44 (38)
Восточная	8	111/84	27 (24)
Среднее по бассейну	62	92/58	34 (37)

*В числителе – до 1977 г., в знаменателе – с 1977 по 2012 г.

лиз результатов многолетних наблюдений за промерзанием почвы указывает на существование тренда уменьшения глубины промерзания почвы во времени.

К сожалению, эти данные не дают полного представления о глубинах промерзания, их пространственной и временной изменчивости в бассейне Волги. С целью повышения достоверности получаемых выводов далее мы рассмотрим результаты многолетних наблюдений, выполненных с 1936–1960 до 2010–2012 гг. В табл. 2 приведены осреднённые глубины промерзания почв по географическим зонам бассейна Волги за период до 1977 г. и в последующие годы до 2010–2012 гг.

Карты глубин промерзания почвы (рис. 1) позволяют получить общее представление о временной и пространственной их изменчивости в бассейне Волги за два рассматриваемых периода: до 1977 г. – период стабилизации климатических характеристик и с 1978 по 2012 г. – период климатических изменений. Первый период характеризуется значительной изменчивостью глубин промерзания почвы. Средние, из максимальных за год, глубины промерзания почвы за этот период изменяются от 140–160 см на востоке бассейна, в степной зоне, до 40–55 см в западной, лесной зоне. Этому способствует относительно небольшая толщина снежного покрова на востоке бассейна, обусловленная не-

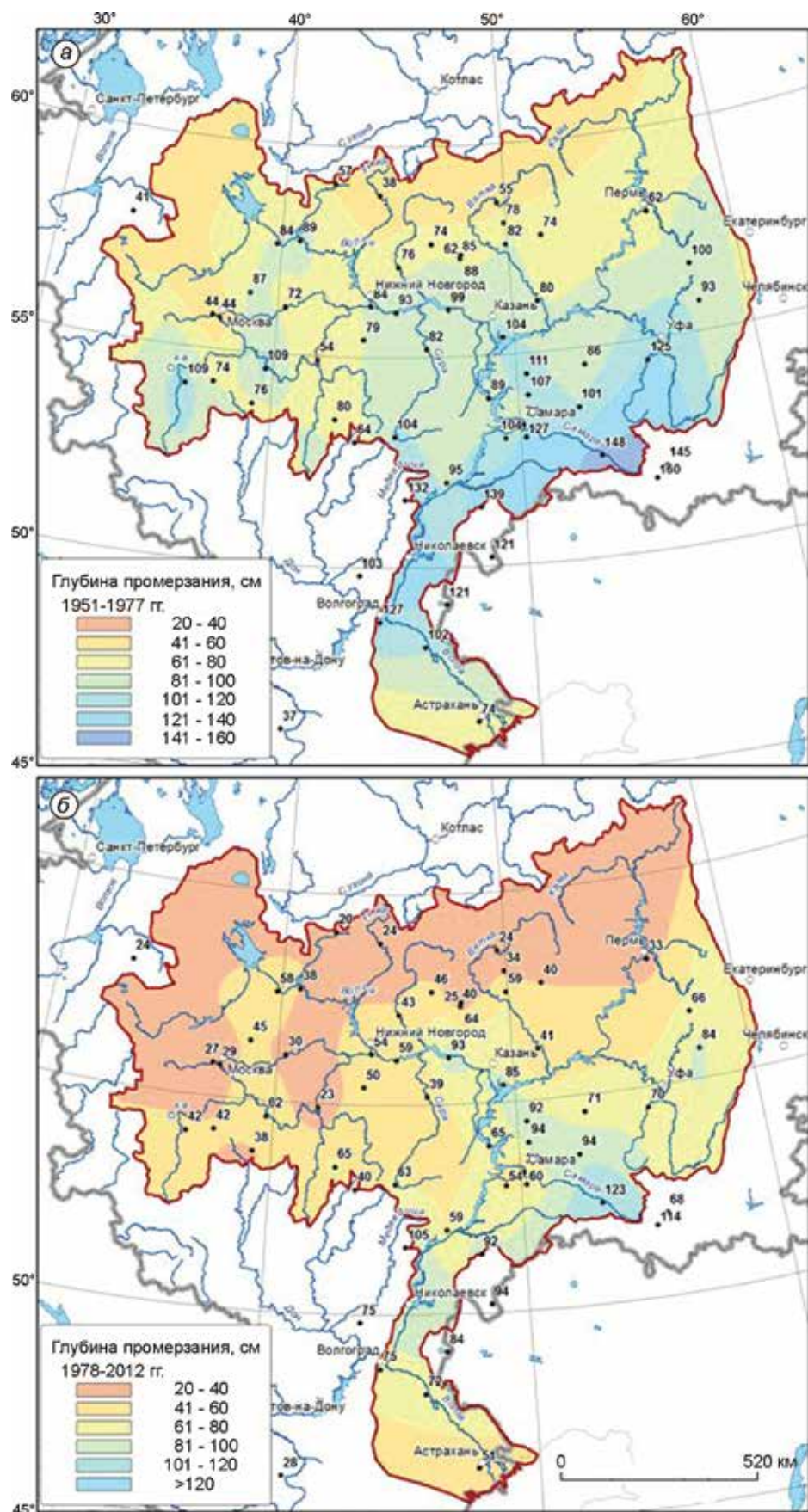


Рис. 1. Средние глубины промерзания почв (см) бассейна р. Волга в 1951–1977 г. (а) и в 1978–2012 гг. (б)

Fig. 1. Mean depths of soil freezing (cm) within the Volga basin for 1951–1977 (a) and for 1978–2012 (b)



Рис. 2. Динамика наибольших глубин промерзания в бассейне р. Волга по наблюдениям на ГМС Кострома, Рязань, Яранск, Самара в 1961–2012 гг.

Fig. 2. Dynamics of maximal freezing depth within the Volga basin for 1961–2012 according to observations from Kostroma, Ryazan, Yaransk, and Samara

большими зимними осадками, значительным метелевым переносом снега и наличием снежного покрова до 60–80 см в лесной зоне бассейна. При изменении климатических характеристик за второй период уменьшение глубин промерзания наблюдается во всем бассейне Волги. В качестве примера на рис. 2 приведены результаты наблюдений наибольших глубин промерзания по ряду метеостанций в бассейне Волги. На нём хорошо прослеживается тренд уменьшения глубины промерзания вне зависимости от расположения пункта наблюдений: в северной части бассейна (ГМС Яранск, р. Вятка), в центральной части бассейна (ГМС Кострома и Рязань) или в районе юго-восточной части (ГМС Самара).

Уменьшение глубин промерзания почвы обусловлено повышением температуры воздуха в бассейне Волги за зимний период в среднем на 1,0 °С. Средние глубины промерзания в целом по бассейну, по отношению к периоду стабилизации климатических характеристик, уменьшились на 34 см — от 92 до 58 см, или на 37%. Северная часть бассейна, расположенная в лесной зоне европейской части страны, по сравнению с другими географическими зонами в первый период имела относительно небольшие глубины промерзания — в среднем 71 см, аналогичные значения и в западной части бассейна — 70 см.

Объясняется это тем, что в северной и западной частях бассейна толщина снежного покрова велика, она отличается высокими теплоизоляционными свойствами. Средняя толщина снега достигает 50–64 см, а в отдельные годы — 100 см и более.

В период с 1978 по 2012 г., при изменении климатических характеристик, в северной части бассейна средняя глубина промерзания сократилась на 38 см и составила 39 см, т.е. уменьшилось на 49% средней глубины первоначального периода. При этом средняя толщина снега изменилась незначительно. На рис. 3 показано изменение глубин промерзания в северной части бассейна Волги на примере пунктов наблюдений, расположенных в пределах бассейна р. Вятка. При этом температура воздуха по данным наблюдений на ГМС Киров повысилась за 30-летний период с –9,7 до –8,6 °С, т.е. в среднем на 1,1 °С. Во временном ходе глубин промерзания хорошо просматривается как первый период, в котором в отдельные годы глубины промерзания достигали 100–150 см, так и второй период, когда они уменьшилась до 90 см и ниже. Хорошо просматривается синхронность хода глубин промерзания во всех пунктах наблюдений в бассейне реки. В северо-западной и западной частях бассейна изменение температуры воздуха в среднем на 1,1 °С вызвало уменьшение глубин

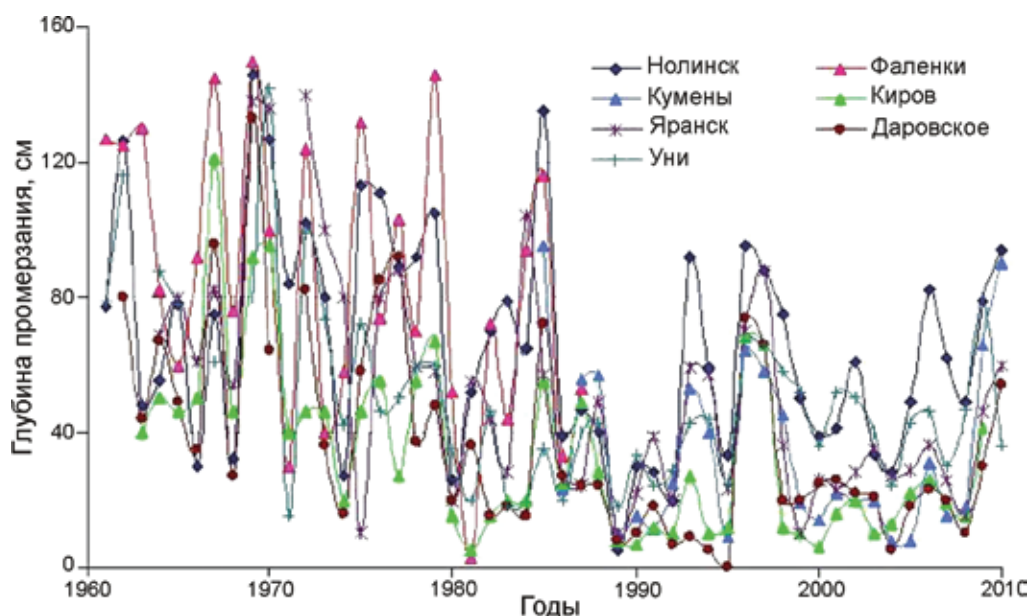


Рис. 3. Динамика наибольших глубин промерзания по отдельным пунктам наблюдений, расположенным в пределах бассейна р. Вятка

Fig. 3. Dynamics of maximal freezing depth within the Vyatka basin according to observations from some stations

промерзания на 27–28 см, что при средней глубине промерзания в этих зонах в первом периоде равно соответственно 100 и 70 см, или в процентном отношении 28 и 39%.

В центральной части бассейна Волги по сравнению с северной отмечаются относительно большие глубины промерзания — в среднем 87 см. Объясняется это тем, что в центральной части бассейна наблюдалась несколько меньшая средняя толщина снежного покрова, которая при его плотности 0,23–0,24 г/см³ к концу зимы достигала 50–54 см, а в отдельные годы понижалась до 30–40 см. За период с 1978 по 2012 г. средняя глубина промерзания также уменьшилась на 31 см и достигла 56 см. Уменьшение составило 36% средней глубины первоначального периода. В отличие от трендов северной части бассейна для его центральной части характерно более раннее уменьшение глубин промерзания ещё до 1978 г.

Восточная часть бассейна Волги и её северные территории расположены в лесостепной зоне, южные — в степной. Особенность восточной части — большая глубина промерзания почвы, обусловленная низкими зимними температурами при средней толщине снежного покрова 45–55 см в лесостепной зоне и 30–40 см в степной. Средняя глубина промерзания почвы

до 1978 г. была в пределах 100–111 см. В отдельные годы глубины промерзания в степной зоне достигали 140–170 см. Особенно большие глубины промерзания наблюдались в период слабого осеннего увлажнения почвы: менее 0,4–0,5 наименьшей полевой влагоёмкости. Это объясняется тем, что такая почва имеет высокий коэффициент теплопроводности и небольшую теплоёмкость.

В период интенсивных изменений климатических характеристик с 1978 по 2012 г. средняя глубина промерзания уменьшилась в среднем на 27 см, или 24% глубины промерзания первоначального периода, и составила 84 см. На рис. 4 дана динамика хода глубин промерзания в восточной части степной зоны бассейна Волги по ГМС Чишма, Дуван, Сорочинск и Оренбург (бассейн р. Урал).

Южная часть бассейна Волги полностью расположена в степной зоне. Для неё характерны низкие зимние температуры и небольшая толщина снежного покрова. Последний формируется под влиянием метелевого переноса снега, поэтому его плотность к середине зимы достигает 0,28–0,30 г/см³, что, наряду с небольшой толщиной снега, до 25–35 см, и низкой влажностью почвы, обуславливает глубокое её промерзание. Средняя глубина промерзания за пери-

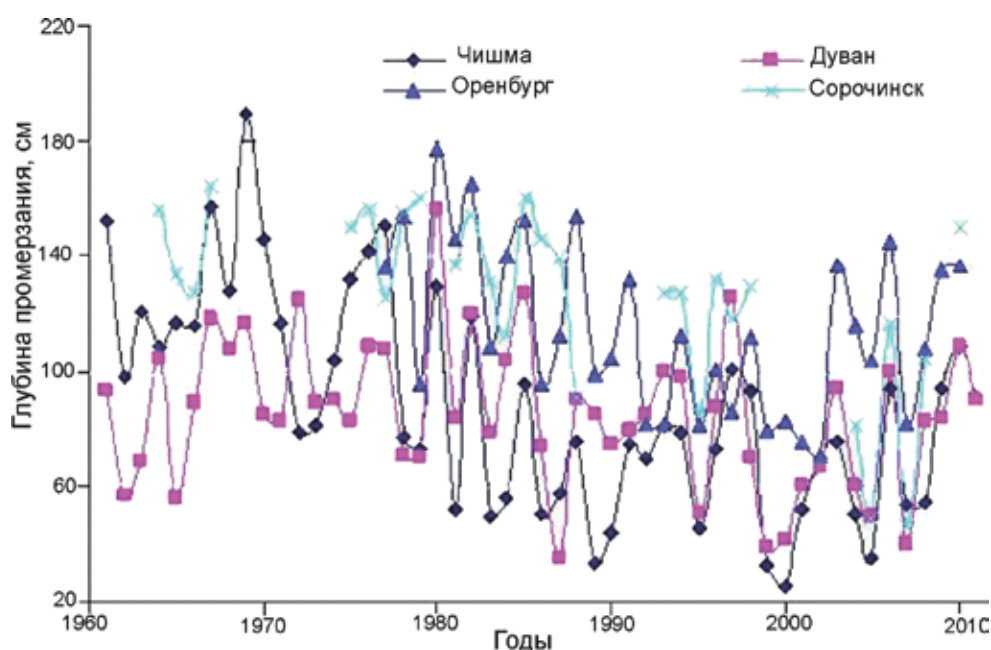


Рис. 4. Динамика наибольших глубин промерзания почвы восточной части бассейна р. Волга
Fig. 4. Dynamics of maximal depth of soil freezing within eastern part of the Volga basin

од стабилизации климатических характеристик равна 115 см, т.е. практически такая же, как и в восточной части бассейна. Наибольшие глубины промерзания этого периода нередко были больше 140–150 см, а в отдельные годы они снижались до 40–50 см. С 1978 по 2012 г. средняя глубина промерзания уменьшилась на 44 см (38% первоначальной) и составила 71 см. Определённый вклад во временную изменчивость глубин промерзания вносят увеличение числа оттепелей [4, 5] и уменьшение продолжительности зимнего холодного периода. На протяжении последнего тридцатилетия число оттепелей неуклонно возрастало. В бассейне р. Медвенка суммарное число суток с положительной температурой воздуха в январе–феврале за период с 1978 по 2008 г. увеличилось по сравнению с 1958–1977 гг. с 71 до 269, т.е. на 6–7 сут. за год. В качестве примера в табл. 3 приведены результаты анализа роста числа оттепелей и уменьшения продолжительности холодного периода года за последний 30-летний период по сравнению с 1958–1977 г. Анализ показывает, что в северной части бассейна число оттепелей возросло до 3–5 сут. в год, в центральной — до 6–9, на юге — до 10 и более.

Синхронно с увеличением числа оттепелей уменьшается продолжительность холодного пе-

Таблица 3. Изменение числа оттепелей и продолжительности холодного периода в бассейне р. Волга с 1978–2012 гг. по отношению к 1950–1977 гг.

Пункт	Увеличение продолжительности оттепелей, сутки (%)	Уменьшение продолжительности холодного периода, сутки
Дуван	2 (50)	5
Никольск	4 (50)	7
Тотьма	4 (44)	7
Яранск	5 (71)	7
Киров	6 (60)	7
Саратов	4 (19)	7
Безенчук	5 (50)	10
Самара	5 (60)	8
Тамбов	7 (50)	13
Рязань	9 (69)	15
Великий Баскунчак	10 (52)	21
Астрахань	12 (31)	21

риода года. В северной части бассейна продолжительность уменьшилась на 5–7 сут., в центральной — на 10–15, а на юге — до 20 и более. Совокупное воздействие этих факторов обуславливает повышение среднесуточной температуры и уменьшает продолжительность её воздействия на деятельный слой почвы, что способствует уменьшению глубины промерзания почвы. Со-

гласно данным по ряду пунктов наблюдений, уменьшение глубины промерзания почвы значительно превосходит изменения при данном росте зимних температур воздуха.

Пространственная изменчивость глубин промерзания почвы в бассейне р. Волга

Пространственная изменчивость наибольших глубин промерзания на водосборах в бассейне Волги значительна. Она изменяется как в пределах отдельных больших или малых её бассейнов, так и во всём бассейне большой реки. В северной и западной частях водосбора Волги глубина промерзания соответственно равна 71 и 74 см, в восточной и южной частях — 111 и 112 см, в центральной — 87 см. На эти макрозначения накладываются индивидуальные физические свойства конкретного района, что обуславливает и усиливает пространственную изменчивость глубин промерзания. Гидрофизические процессы, определяющие изменение зимнего и весеннего стоков рек при изменении климатических характеристик, зависят от пространственной изменчивости глубин промерзания и влажности почвы. Пространственная изменчивость этих характеристик определяется местными физико-географическими условиями: типом почвы, формой макро- и микрорельефа, растительностью и неравномерностью выпадения осадков. Один из основных факторов, влияющих на глубину промерзания почвы, — температура воздуха — носит климатический, зональный характер и в пределах средних по площади водосборов (до 50 тыс. км²) изменяется незначительно.

Полевые определения глубин промерзания, выполненные в бассейне р. Вятка, позволили установить пространственную изменчивость глубин промерзания почвы в пределах бассейна, оценить распределение их по площади водосбора и найти коэффициенты вариации C_V глубин промерзания в зависимости от их средних значений в диапазоне от наименьших величин до 100 см и более. Зависимость аппроксимируется степенным уравнением вида

$$C_V = 5,572H^{-0,695},$$

где H — средняя глубина промерзания почвы, см; коэффициент корреляции равен 0,99.

Полученная зависимость показывает, что наибольшая пространственная изменчивость глубин промерзания наблюдается на слабопромерзших почвах со средними глубинами до 20 см. Если при глубинах до 10 см коэффициент вариации равен 1,3, то при 20 см он понижается до 0,65. Далее, с ростом глубины промерзания пространственная изменчивость этой характеристики плавно уменьшается, и при глубине промерзания 100 см коэффициент вариации достигает значения 0,25 и в дальнейшем практически не изменяется. Влияние пространственной изменчивости глубин промерзания почвы на процесс формирования весеннего половодья проявляется в связи с наличием талых и слабопромерзших почв (промерзших менее 20 см). Так, для «Лога Усадьевский» зависимость доли площади водосбора, занятой слабопромерзшими почвами, от средней глубины промерзания на его водосборе аппроксимируется выражением вида

$$F_{20} = 0,024H^2 - 3,420H + 121,4,$$

где F_{20} — площадь с глубинами промерзания 20 см и менее, в процентах от общей площади водосбора.

Согласно полученной зависимости, можно сделать вывод, что при глубине промерзания 60 см и более на водосборе полностью отсутствуют слабопромерзшие почвы и весенний сток будет определяться теплофизическим взаимодействием талых вод с мёрзлой почвой [3]. Значительный вклад в формирование пространственной изменчивости глубин промерзания вносит растительность. Её влияние на глубину промерзания почвы выражается в изменении теплоизоляционных свойств снежного покрова, в основном обусловленных толщиной снежного покрова. На лесных участках перенос снега отсутствует и толщина снежного покрова зависит только от характеристик леса: господствующей растительности, высоты и сомкнутости крон. В берёзовых, ольховых и смешанных лесах толщина снежного покрова всегда выше, чем на полевых участках [2, 6].

Особенность формирования снежного покрова в хвойных лесах — фактор задержания снега на кронах, а отсюда — увеличение потерь снега на его испарение, так как в хвойных лесах площадь испаряющей поверхности по сравнению с полем или с лиственным лесом увели-

чивается [2]. Однако если ветровая активность высокая, то толщина снега в лесу не зависит от типа растительности. На лесных полянах или вырубках леса толщина снежного покрова и величина снегозапаса всегда больше, чем в поле [5, 6].

На полевых участках влияние на снегозапасы оказывает метелевый перенос. Он приводит к уменьшению толщины снега и возрастанию его плотности; в результате снегозапасы и теплоизоляционные свойства толщи снижаются. Отношение снегозапасов на лесных участках с различными типами господствующих пород к снегозапасам в полях на водосборах лесной зоны европейской части России для берёзовых лесов изменяется от 1,10 до 1,20, для ольховых — от 1,00 до 1,11, для еловых — от 0,62 до 0,89 и смешанного леса — от 0,91 до 1,13. Поэтому в хвойных лесах почва промерзает вдвое больше, чем в лиственных [5].

Анализ многолетних наблюдений на водосборах водно-балансовых станций показывает, что различия в снегозапасах в поле и в лесу более существенны в зимы с оттепелями. Поэтому рост оттепелей при изменении климатических характеристик способствует увеличению пространственной изменчивости глубин промерзания. На примере результатов многолетних наблюдений рассмотрено соотношение между глубинами промерзания на полевом («Лог Усадьевский») и лесном («Лог Таёжный») участках. Соотношение глубин промерзания аппроксимируется степенной функцией вида

$$H_{\text{поле}} = 3,134 H_{\text{лес}}^{0,819},$$

где $H_{\text{поле}}$ и $H_{\text{лес}}$ — глубины промерзания соответственно в поле и в лесу, см; корреляционное отношение равно 0,85.

В условиях Валдайской возвышенности полевой участок промерзает на 36% больше лесного. Подобные зависимости носят индивидуальный характер, но в большинстве случаев в лесу почва промерзает на меньшую глубину. Детальные исследования этих соотношений показали, что при малых глубинах промерзания в лесу почва промерзает в 2–3 раза меньше, а при больших — в 1,3–1,5 раза. Отсюда следует, что при увеличении средней глубины промерзания уменьшается разность в промерзании в системе «лес—поле».

Глубина промерзания существенно зависит и от механического состава почв из-за различий в их водоудерживающей способности. Так, песчаные грунты промерзают больше суглинистых в 1,3–1,8 раза. Микрорельеф поверхности также влияет на пространственную изменчивость глубин промерзания. Участки с пашней промерзают в 1,3–1,5 раза глубже по сравнению с луговой поверхностью. Это объясняется тем, что луговая растительность задерживает снег при метелевом переносе, в результате формируется мощный снежный покров с лучшими теплоизоляционными свойствами по сравнению со снежным покровом пашни.

Теплоизоляционные свойства снежного покрова зависят от его толщины и коэффициента теплопроводности, для определения которого существует ряд расчётных формул [9]. Не останавливаясь на их анализе, укажем, что коэффициент теплопроводности в основном зависит от плотности снега и его температуры. Коэффициент теплопроводности снега увеличивается с повышением плотности снега и температуры. Отсюда следует, что в период климатических изменений в первую половину зимы теплоизолирующие свойства снежного покрова будут возрастать, так как в начале зимы толщина снега растёт при небольшой плотности снежного покрова (до 0,10–0,15 г/см³) и повышенных отрицательных температурах воздуха, обусловленных климатическими изменениями. В этих условиях промерзание почвы — слабое и неглубокое. Во второй половине зимы — третья декада января и февраль — толщина снежного покрова близка к наибольшей за зиму, а плотность снега возрастает до 0,20–0,23 г/см³ при более низких температурах. В этот период теплоизоляционная способность снега достигает максимума и промерзание почвы замедляется; в итоге глубина промерзания определяется температурой января и февраля. Однако в период климатических изменений эти температуры более высокие, чем в период стабилизации климата. Отсюда и глубины промерзания при климатических изменениях меньше.

При оттепелях плотность снега увеличивается, его теплоизоляционные свойства снижаются, так как возрастает теплопроводность за счёт уплотнения снега. В северной и западной частях бассейна Волги на пространствен-

ную изменчивость глубин промерзания влияет макрорельеф местности, так как с ним связана глубина залегания грунтовых вод, обуславливающая повышенную влажность почвы в нижних частях склонов; поэтому в нижней части склона глубина промерзания меньше, чем на его середине.

Математическое моделирование

Для более детального анализа влияния физических факторов на изменение глубины промерзания при климатических изменениях мы использовали физико-математическую модель тепло-влажноперевода в промерзающих почвах [4, 5]. Модель позволяет учесть весь спектр физических свойств почв, а также природное многообразие гидрометеорологических условий, от которых зависят названные процессы. Приведём основные уравнения математической модели:

$$c_{эфф} \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) + \rho_v L \frac{dW}{dt} \vartheta \alpha;$$

$$\frac{dW}{dt} = \frac{d}{dz} \left(K \frac{d\psi}{dz} - K \right);$$

$$c_{эфф} = c + \rho_v L \frac{dW_{H3}(T)}{dT} \vartheta;$$

параметр ϑ определяется соотношением

$$\vartheta = \begin{cases} 0; & \text{при } T \geq 0 \\ 0; & \text{при } T < 0 \text{ и } W \leq W_{H3}(T) \\ 1; & \text{при } T < 0 \text{ и } W > W_{H3}(T). \end{cases}$$

Здесь T — температура почвы, °С; W , W_{H3} — общее влагосодержание и содержание замёрзшей влаги в почве соответственно; K — коэффициент влагопроводности почв; ψ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги; L — теплота фазового превращения вода—лёд; ρ_v — плотность воды; λ , c — теплопроводность и теплоёмкость почвы; t , z — время и вертикальная координата, причём поверхность почвы совмещена с уровнем $z = 0$, а ось z направлена вниз; функция $\alpha = 0$ при $dW/dt < 0$, во всех остальных случаях $\alpha = 1$.

Для описания процессов формирования снежного покрова и тепло-влажноперевода в снеге использовалась следующая система дифференциальных уравнений [4]:

$$c_c = \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left(\lambda_c \frac{dT}{dz} + R_c(z) \right) - L \frac{dW_c}{dT} \frac{dT}{dt};$$

$$c_c = \rho_l L_c c_l + \rho_v W_c c_v;$$

$$\frac{dL_c}{dt} = \frac{P_N}{\eta_c} + \frac{dW_c}{dT} \frac{dT}{dt} + \frac{d}{dz} \left(D_c \frac{d\Pi_c}{dz} \right);$$

$$\frac{dW_c}{dt} = \frac{d}{dz} \left(K_c \frac{d\psi_c}{dz} - K_c \right),$$

где T — температура снега; L_c , W_c — соответственно объёмное содержание твёрдой и жидкой фаз воды в снеге; c_v , c_l , — соответственно удельные теплоёмкости воды и льда; ρ_v , ρ_l , — соответственно плотность воды и льда; Π_c — концентрация насыщенного пара в снеге; P_N — давление вышележащих слоёв снега; K_c — коэффициент влагопроводности снега; c_c , λ_c — эффективные теплоёмкость и теплопроводность снега; R_c — поглощённая снегом радиация; η_c — коэффициент вязкости снега; D_c — коэффициент диффузии пара в снеге; ψ_c — капиллярно-сорбционный потенциал снега, под действием которого талая влага передвигается в снежном покрове и который зависит от плотности и структуры снега.

В качестве исходной информации для математического моделирования использовались суточные значения метеозаписей (температура воздуха, осадки, влажность почвы, скорость ветра, влажность воздуха и др.). На рис. 5 представлены результаты сопоставления экспериментальных и расчётных значений глубин промерзания для ГМС Кострома. Видно, что динамика глубины промерзания характеризуется довольно резким её уменьшением в конце 1970-х годов. Детальный анализ изменения метеорологических факторов показал, что средняя зимняя температура воздуха в 1978–2008 гг. выше, чем за предыдущий период. При этом наблюдался и рост максимальной толщины снежного покрова. Подобная динамика метеорологических факторов привела к значительному уменьшению глубины промерзания в конце 1970-х годов.

Для испытания работоспособности блока модели, характеризующего формирование и та-

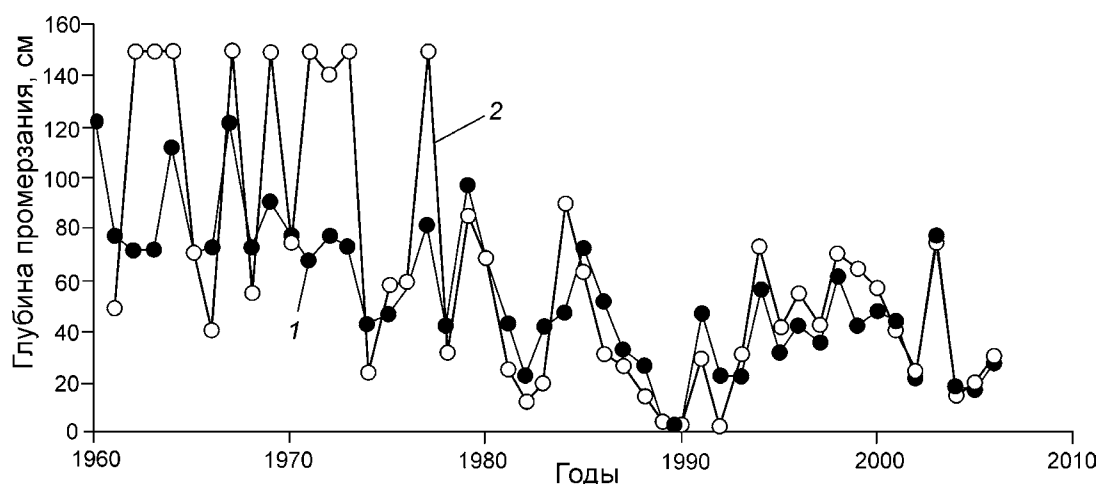


Рис. 5. Сопоставление расчётных (1) и измеренных (2) глубин промерзания по данным наблюдений на ГМС Кострома

Fig. 5. Calculated (1) and observed (2) values of freezing depth for the Kostroma station

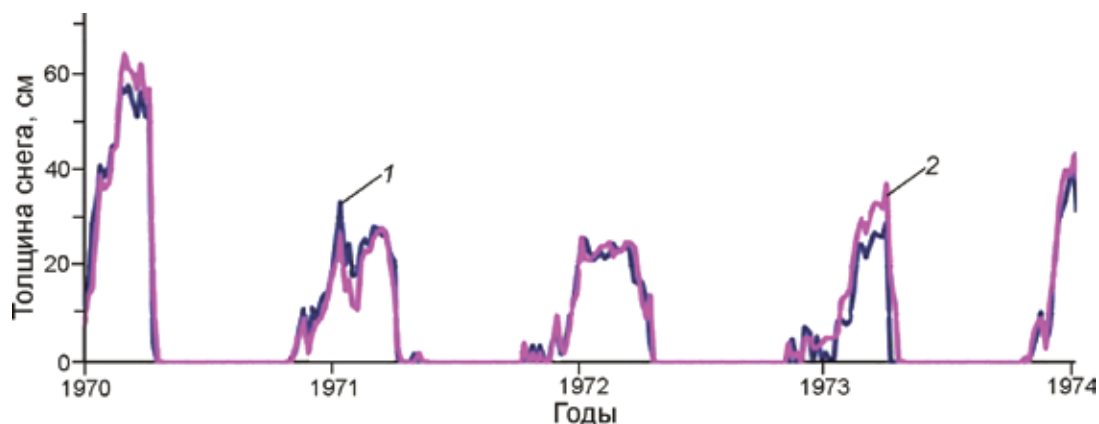


Рис. 6. Сопоставление расчётных (1) и измеренных (2) толщин снежного покрова по данным наблюдений на ГМС Кострома

Fig. 6. Calculated (1) and observed (2) values of snow depth for Kostroma station

яние снежного покрова, проведено сопоставление динамики толщины снежного покрова, измеренного на метеостанциях, с расчётными. В качестве исходной информации для расчёта характеристик снежного покрова использовались суточные данные об осадках в зимний период при температуре воздуха $< 0^{\circ}\text{C}$. Как видно из рис. 6, наблюдается хорошее совпадение динамики толщины снежного покрова в зимний и весенний периоды, рассчитанной по модели и измеренной на метеостанции. Некоторая погрешность в расчётах обусловлена процессом метелевого переноса снега, при котором изменение толщины снега иногда не связано с выпадающими осадками.

С помощью представленной здесь физико-математической модели мы выполнили численные эксперименты по оценке влияния снежного покрова на глубину промерзания. Проанализировав полученные в результате математического моделирования результаты о соотношении максимальных снегозапасов и глубины промерзания, мы получили обобщённую формулу для оценки влияния снежного покрова на глубину промерзания за многолетний период:

$$H_{\text{пр}}/H_{\text{пр.ср}} = 1,39 - 0,39H_{\text{сн}}/H_{\text{сн.ср}},$$

где $H_{\text{пр}}$ — глубина промерзания за расчётный период; $H_{\text{пр.ср}}$ — среднемноголетняя глубина промерзания за наблюдаемый период времени;

$H_{\text{сн}}$ — максимальные снегозапасы на водосборе расчётного периода; $H_{\text{сн.ср}}$ — средние многолетние максимальные снегозапасы за наблюдаемый период времени.

Оценка возможности расчёта и прогноза глубины промерзания почвы при изменении климата

В качестве исходной для расчёта глубины промерзания почвы принята методика, изложенная в СНиП 2.02.01–83* «Основание зданий и сооружений (1995 г.)» [10]. Согласно этому СНиП, нормативную глубину сезонного промерзания грунта при строительстве принимают равной средней из ежегодных максимальных глубин промерзания за период не менее десяти лет при условии, что грунтовые воды располагаются ниже глубины промерзания на открытой оголённой от снега горизонтальной площадке. При отсутствии данных фактических наблюдений, согласно СНиП 2.02.01–83*, рекомендуется рассчитывать глубину промерзания $H_{\text{пр}}$ оголённой от снега горизонтальной площадки по формуле

$$H_{\text{пр}} = d(\sum |T|)^{1/2}, \quad (1)$$

где $(\sum |T|)^{1/2}$ — квадратный корень из суммы абсолютных среднесуточных значений отрицательных температур; d — величина, имеющая размерность длины (м), принимаемая равной для супесей и суглинков 0,23, а для супесей, мелких и пылеватых песков — 0,30.

Возможность применения этой формулы для почв речных водосборов в бассейне Волги, при естественном залегании снежного покрова, оценивалась по результатам наблюдений на ряде ГМС с 1978 по 1994 г. Результаты расчёта показывают, что различия между вычисленными и измеренными величинами весьма значительны — в 1,5–2 раза и более. Таким образом, в приведённом виде расчётная формула не может удовлетворять требованиям расчётов и прогнозов глубин промерзания при климатических изменениях в условиях естественного залегания снежного покрова. В приведённой формуле коэффициент d — обобщённая характеристика, которая не несёт индивидуальных факторов, присущих конкретному пункту наблюдений. Для придания коэффициенту индивидуальной ха-

рактеристики ($d_{\text{оп}}$) его необходимо определить обратным путём по известным значениям среднесуточной температуры за холодный период и соответствующего значения глубины промерзания в конкретном пункте. Тогда мы рассчитали по формуле (2) значения $d_{\text{оп}}$ для средних многолетних значений глубин промерзания и сумм отрицательных температур:

$$d_{\text{оп}} = H_{\text{пр}}/(\sum |T|)^{1/2}, \quad (2)$$

где $H_{\text{пр}}$ — средняя многолетняя глубина промерзания почвы, м; $\sum |T|$ — сумма многолетних абсолютных среднесуточных значений отрицательных температур за зимний период.

Для проверочных расчётов использованы результаты наблюдений за глубиной промерзания, температурой воздуха по ряду пунктов наблюдений с 1978 по 1994 г. (ряд длиной 16 лет). По данным этого ряда рассчитаны значения параметра $d_{\text{оп}}$. Проверочные расчёты выполнены по продолжению рядов наблюдения с 1995 по 2011 г. При расчёте принимаем, что средняя продолжительность холодного периода года за эти многолетние периоды не изменяется; величина максимальных снегозапасов тоже не меняется и равна их средней величине. Расчёт выполняется по формуле (2). В табл. 4 приведены результаты проверочных расчётов средних глубин промерзания почвы по 15 пунктам в бассейне Волги при средних снегозапасах. Погрешность расчёта глубины промерзания, определяемая как разность между измеренными и рассчитанными значениями, составляет в среднем 4 см, изменяясь от +14 до –20 см. Величина этой разности, отнесённая к измеренной глубине промерзания, равна в среднем 8%. Коэффициент корреляции составляет 0,94.

Однако в формуле (2) не учтено влияние снежного покрова на глубину промерзания. Исходя из наших исследований, данный фактор можно учесть следующим образом:

$$\Delta H_{\text{пр}} = H_{\text{пр.ср}}(0,39 - 0,39 H_{\text{сн}}/H_{\text{сн.ср}}), \quad (3)$$

где $\Delta H_{\text{пр}}$ — изменение глубины промерзания вследствие отклонения снегозапасов в расчётный период от их средней величины за последний наблюдаемый период времени (1978–2011 гг.); $H_{\text{пр.ср}}$ — средняя многолетняя глубина промерзания за последний наблюдаемый период времени (1978–2011 гг.); $H_{\text{сн}}$ — средние макси-

Таблица 4. Проверочные расчёты средних глубин промерзания почвы по данным ГМС в бассейне р. Волга с 1978 по 2011 г.

ГМС	$d_{\text{оп}}$	Глубина промерзания, м		
		измеренная	рассчитанная	разность (в скобках в %)
Киров	0,007	<i>0,25*</i>		
		0,23	0,24	–0,01 (4)
Яранск	0,012	<i>0,43</i>		
		0,36	0,44	–0,08 (22)
Александр Гай	0,029	<i>0,90</i>		
		0,98	0,89	+0,09 (9)
Кострома	0,011	<i>0,36</i>		
		0,42	0,36	+0,06 (14)
Елатыма	0,008	<i>0,24</i>		
		0,21	0,24	–0,03 (14)
Безенчук	0,014	<i>0,47</i>		
		0,61	0,47	+0,14 (23)
Октябрьский Городок	0,034	<i>1,14</i>		
		0,97	1,15	–0,18 (19)
Самара	0,010	<i>0,33</i>		
		0,31	0,33	–0,02 (6)
Пермь	0,008	<i>0,31</i>		
		0,36	0,31	+0,05 (14)
Оренбург	0,033	<i>1,24</i>		
		1,03	1,23	–0,20 (19)
Рязань	0,023	<i>0,71</i>		
		0,56	0,73	–0,17 (30)
Пенза	0,023	<i>0,74</i>		
		0,61	0,74	–0,13 (21)
Ершов	0,026	<i>0,89</i>		
		0,98	0,90	+0,08 (8)
Астрахань	0,029	<i>0,58</i>		
		0,44	0,59	–0,15 (34)
Ростоши	0,021	<i>0,64</i>		
		0,54	0,63	–0,09 (17)
<i>Среднее</i>	0,019			–0,04 (8)

*Курсивом выделены данные за 1978–1994 гг., прямым шрифтом – за 1995–2011 гг.

мальные снегозапасы на водосборе расчётного периода; $H_{\text{сн.ср}}$ – средние многолетние максимальные снегозапасы за последний наблюдаемый период времени (1978–2011 гг.).

При расчёте $\Delta H_{\text{пр}}$ в качестве характеристик снегозапасов могут быть использованы как сами снегозапасы, так и толщина снежного покрова. В качестве примера приведём расчёт ожидаемых глубин промерзания почвы по ГМС Кострома в условиях естественного залегания снежного покрова. Среднемноголетняя сумма отрица-

тельных температур по данным наблюдений за 1995–2011 гг. составляет -1105°C . Средняя глубина промерзания за этот период равна 0,42 м. Среднемноголетние максимальные снегозапасы, рассчитанные по осадкам за холодный период, составляют 93 мм. Рассчитанный по данным наблюдений за период 1995–2011 гг. коэффициент $d_{\text{оп}}$ равен 0,012. Прогнозируемые значения на основе ансамблевых расчётов [1] суммы отрицательных температур и снегозапасов за период 2015–2030 гг. равны соответственно -1063°C

и 106 мм. Расчёт по формуле (2) даёт величину прогнозируемой средней глубины промерзания за период 2015–2030 гг., без учёта влияния снежного покрова, равную 0,39 м. Это на 3 см меньше чем за 1995–2011 гг. С учётом динамики снежного покрова, выполнив расчёт по формуле (3), получим величину изменения глубины промерзания равную –0,02 м, т.е. в сумме уменьшение средней глубины промерзания составит 5 см.

Выводы

На основе анализа данных многолетних изменений глубин промерзания почвы в бассейне Волги на 61 метеостанции установлено, что потепление климата вызывает уменьшение глубины промерзания почвы во всех климатических зонах бассейна Волги. Уменьшение глубины промерзания обусловлено главным образом ростом температуры в зимний период. Эта тенденция наблюдается с 1978 г., что тесно связано с увеличением числа зимних оттепелей и уменьшением продолжительности холодного периода года, а также с теплоизолирующими свойствами снежного покрова. Тренд глубины промерзания индивидуален для каждой из климатических зон бассейна. Временная изменчивость глубин промерзания зависит в основном от вариаций зимних температур воздуха и толщины снежного покрова. Представлены карты глубины промерзания почв для двух периодов: в условиях стабильных климатических характеристик – до 1977 г.; в период их изменений – с 1978 по 2012 г.

Пространственная изменчивость глубин промерзания обусловлена неоднородностью поверхности бассейна и растительного покрова. Коэффициент вариации глубины промерзания почв возрастает как для больших по площади бассейнов притоков Волги, так и для малых, что связано главным образом с уменьшением глубины промерзания. При глубинах промерзания менее 60 см наблюдаются участки талой почвы, что увеличивает её инфильтрационную способность.

На основании усовершенствованной методики расчёта по формуле СНиП 2.02.01–83* показана возможность прогноза глубин промерзания почвы с использованием данных о прогнозе характеристик климата в условиях естественного залегания снежного покрова.

Литература

1. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л. Об оценках изменений климата регионов России в 20 и начале 21 веков по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2012. № 6. С. 95–107.
2. Калюжный И.Л., Павлова К.К., Попов Б.А. Биогеофизические условия взаимодействия твердых осадков с пологом хвойного леса // Вестн. ЛГУ. 1979. Вып. 4. № 24. С. 82–90.
3. Калюжный И.Л., Павлова К.К. Формирование потерь талого стока. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 160 с.
4. Калюжный И.Л., Лавров С.А. Основные физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек в условиях формирования климата // Метеорология и гидрология. 2012. № 1. С. 68–81.
5. Калюжный И.Л., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе. Санкт-Петербург: Нестор-История, 2012. 615 с.
6. Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. М.: Гидрометеиздат, 1960. 485 с.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 306 с.
8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 288 с.
9. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 285 с.
10. СП 22.13330.2011 Свод Правил. Основания зданий и сооружений. Актуализированная редакция. Строительные нормы и Правила. СНиП 2.02.01–83*. 2011.
11. Справочник по климату СССР. Вып. 8. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 354 с.
12. Справочник по климату СССР. Вып. 12. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 344 с.
13. Справочник по климату СССР. Вып. 13. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 492 с.
14. Справочник по климату СССР. Вып. 29. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 207 с.

Палеогляциология

УДК 551.583.7

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234

История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем

© 2016 г. И.И. Борзенкова

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия
irena_borzen@mail.ru

History of sea ice in the Arctic basin: Lessons from the past for future

I.I. Borzenkova

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia
*irena_borzen@mail.ru**Article accepted for publication on January 24, 2016***Keywords:** *Arctic, current global warming, history of sea icing, last 65 million years, sea ice, the Cenozoic time.*

Summary

The process of the sea ice formation in the Arctic Ocean is analyzed for the period of the last 65 million years, i.e. from the Paleocene to the present time. Appearance of sea ice in the high latitudes is demonstrated to be caused by the negative trend in global temperatures due to decreasing of the CO₂ concentration in the ancient atmosphere. Formation of seasonal and perennial ice cover in the limited area near the Pole could take place during the mid-Neogene period, about 12–13 Ma ago. However, areas of the sea icing could be obviously changed for this time during periods of the climate warming and cooling. Permanent sea ice had been formed in the early Pleistocene, i.e. about 2.0–1.8 Ma ago only. Paleoclimatic reconstructions, based on the indirect data and modeling simulation for the Holocene optimum (10–6 ka ago) and for the Last Interglacial period (the isotopic substage in the marine cross-section 5e, about 125–127 ka ago) had shown that rising of global temperatures by 1.0–1.5 °C resulted in strong decreasing of the sea ice area, and the perennial ice cover became the seasonal one. Relatively small changes in the incoming solar radiation originating during the spring-summer time due to the orbital factors played the role of a trigger for onset of the melting process. Further on, the process could be enhanced owing to difference in the albedo between the ice cover and open water. Recently, the rapid shortening of the sea ice area is noted, and in some parts of the Arctic Ocean the area is twice cut down as compared with the normal. In 2015, the record low area of the winter sea ice was observed, and therewith the maximum of the ice area shifted to the earlier period (by 15 days) as compared with the period of 1981–2010. The winter fluctuations of the sea ice areas are as much important as the summer ones, since they are the best indicators of the present-day global warming. Thus, it can be supposed that some mechanism of replacing the perennial sea ice by the seasonal ones has been started up, that is the natural process of transition from seasonal ices to the next stage that is the ice-free Arctic. On the assumption that increasing of the CO₂ concentration will continue despite the efforts to reduce emissions of greenhouse gases into the atmosphere, and the radiation forcing will approach to doubling of the CO₂ content, one of the scenarios of the past can be realized now.

*Статья принята к печати 24 января 2016 г.***Ключевые слова:** *Арктика, история образования морских льдов, кайнозой, морские льды, последние 65 млн лет, современное глобальное потепление.*

Быстрое сокращение площади морских льдов в Арктике в последние десятилетия обусловлено их реакцией на повышение глобальной температуры. Морские льды – прекрасный индикатор состояния глобальной климатической системы как в историческое время, так и в отдалённом прошлом. Анализ исторических данных показывает, что современное сокращение площади и толщины морских льдов в Арктике беспрецедентно за последние 1450 лет. На основе синтеза морских, континентальных и других косвенных данных рассматривается история образования морского оледенения Арктики за последние 65 млн лет, от раннего палеогена до голоцена. Сокращение площади морских льдов в Арктике, уменьшение их толщины и увеличение площади одногодичного льда свидетельствуют, что запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными. Это – естественное состояние перехода от сезонных льдов к следующему этапу – безлёдной Арктике.

Введение

Морской лёд как часть глобальной климатической системы — наиболее чувствительная её компонента к изменению как внешних, так и внутренних факторов [3, 5, 7, 12, 19]. В последнее время льды Арктического бассейна привлекают особое внимание, что связано с быстрым сокращением их площади и уменьшением толщины [11, 15, 28, 35, 36, 46, 47, 57, 58]. Сокращение площади морских льдов в Арктике началось ещё в середине прошлого столетия. С 1979 по 1996 г. скорость сокращения была относительно небольшой и составляла всего 2–3% за 10 лет, а с середины 1990-х годов прошлого столетия увеличилась до 10–12% за десятилетие. Известно, что площадь морских льдов испытывает значительные сезонные колебания, достигая 15×10^6 км² к концу зимнего сезона (март) и уменьшаясь практически в 2 раза до 7×10^6 км² к началу сентября. За последние десятилетия площадь морских льдов к концу тёплого сезона сократилась ещё значительно, а в отдельные годы даже вдвое по сравнению с климатической нормой [57, 59].

Изменение площади морских льдов влияет не только на изменение альbedo подстилающей поверхности, но и на изменение альbedo системы Земля–Атмосфера, усиливая изменение температуры в высоких широтах не менее чем вдвое по сравнению с изменением глобальной температуры. Уменьшение площади морских льдов в Северном Ледовитом океане влияет на энергетический обмен между атмосферой и океаном, на глубинную, термохалинную циркуляцию и, в конечном счёте, определяет условия увлажнения и гидрологический цикл в высоких широтах. В связи с ростом глобальной температуры, увеличение которой будет сохраняться и в ближайшие десятилетия, возникает вопрос о возможности сокращения площади морских льдов до минимальной величины и превращения большей части Арктического бассейна в регион с преобладанием сезонного ледяного покрова.

Оценки, сделанные по моделям климата, не исключают такого сценария в будущем. Так, по модели Института Макса Планка в Гамбурге (ECHAMS/MPIOM семейство моделей CMIP5), сценарий свободного ото льда Арктического бассейна в летнее время возможен при

концентрации CO₂ в атмосфере, равной или несколько превышающей 500 ppmv и при температуре воздуха выше –5 °C [45, 46]. Численные эксперименты с климатической моделью Института вычислительной математики и геофизики СО РАН подтвердили сокращение площади морского льда в Северном Ледовитом океане при повышении глобальной температуры и региональных температур в высоких широтах с учётом поступления тёплых атлантических и тихоокеанских вод в бассейн [8].

Получено достаточно хорошее согласование между модельными расчётами и данными наблюдений за изменением площади льда в Северном Ледовитом океане с 1948 по 2013 г. В рамках численного эксперимента удалось смоделировать и минимальные значения площади льдов, характерные для 2005, 2007 и 2012 г. [8]. Существует ещё ряд модельных расчётов, оценивающих возможное сокращение площади постоянных льдов в Северном Ледовитом океане при разных сценариях изменения концентрации CO₂ в атмосфере [46]. Хотя модельные расчёты позволяют оценить влияние внешних факторов на устойчивость ледяного покрова, мы рассматриваем альтернативный подход для оценки состояния морских льдов в будущем при сценарии дальнейшего роста концентрации CO₂ в атмосфере и увеличении глобальной температуры. При таком подходе предлагается использовать косвенные свидетельства о состоянии морского ледяного покрова в Арктике за историческое время и за более отдалённые геологические эпохи.

Морские льды в Арктике в современную эпоху и в историческом прошлом

Рост глобальной температуры за последние 30 лет наиболее отчётливо проявился в высоких широтах, где изменения температуры воздуха превышали изменения средней глобальной температуры в 2 раза и более, достигая 2–3 °C по сравнению с климатической нормой [31]. Как следствие повышения температуры воздуха и температуры поверхности воды [1, 2, 9], площадь морских льдов в отдельных районах Северного Ледовитого океана сократилась практически вдвое по сравнению с климатиче-

Таблица 1. Изменение общей площади морского льда (sea ice extent) в Арктическом бассейне по спутниковым данным с 2007 по 2015 г. [По материалам 15, 28, 40, 48, 57, <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2015/09/->]

Годы	Площадь, $n \times 10^6$ км ²	Дата в сентябре
2007	4,17	18
2008	4,59	20
2009	5,13	13
2010	4,63	21
2011	4,33	11
2012	3,41	16
2013	4,77	13
2014	5,03	17
2015	4,41	11

ской нормой. По спутниковым данным отрицательный тренд площади морских льдов с 1979–2001 гг. составлял -7% за 10 лет, а за последние 13 лет увеличился в 2 раза до значений -14% за 10 лет [33, 35, 40, 46, 57]. Минимальные площади льда отмечаются в конце летнего сезона. В табл. 1 приведены данные о площади льда в сентябре за период с 2007 по 2015 г.

Вместе с сокращением площади льдов уменьшается их толщина. В разных частях акватории Северного Ледовитого океана эти изменения заметно отличаются, но в среднем по бассейну уменьшение толщины льда за последние десятилетия составило около 1,0–1,5 м [33, 40]. Наблюдения по спутниковым данным CryoSat-2 с 2010 по 2014 г. показали, что толщина льда более чувствительна к изменению температуры воды, чем предполагалось ранее [35–38, 59]. Небольшое снижение температуры в 2013 г. привело к росту толщины льда осенью по сравнению с относительно стабильным значением толщины весной [33, 59].

Спутниковые наблюдения позволили оценить изменение периода продолжительности таяния морского льда в разных частях Северного Ледовитого океана. В среднем для всего бассейна продолжительность периода таяния увеличивается со скоростью пять дней за 10 лет; в отдельных частях Арктики этот показатель составляет 11 дней за 10 лет и более. Наибольшее увеличение периода таяния отмечается в Чукотском море и море Бофорта [57]. Этот показатель в значительной степени определяет суммы поглощённой солнечной радиации, количество

которой зависит от площади открытых участков воды из-за разности в величине альбедо водной поверхности и льда. Отрицательный тренд в значениях альбедо -9% за 10 лет, характерный для последних десятилетий в Арктике и наблюдаемый с мая по сентябрь, сильнее всего выражен в морях Бофорта, Восточно-Сибирском и Чукотском. Хотя максимальные тренды альбедо характерны для конца летнего сезона, наибольшие положительные тренды поглощённой солнечной радиации отмечаются в июне, когда продолжительность солнечного сияния и приходящая солнечная радиация максимальны [33, 58]. В результате этих процессов температура поверхности воды в Полярном бассейне и прилегающих морях увеличилась за последнее время с 0,5 до 1,5 °С. Получаемая при этом дополнительная энергия позволяет стаивать до 1,3 м льда в течение тёплого сезона [57, 58].

Первые данные о повышении температуры поверхности воды в Арктике представлены в работе Г.В. Алексеева ещё в конце 1990-х годов [2]. Начиная с 1982 г., температура поверхности воды в летний период между июнем и сентябрём увеличилась в среднем на 1,4 °С, наибольший рост отмечается в конце августа – начале сентября и в некоторых частях Арктики составляет 3 °С и более [1, 9]. Скорость увеличения температуры поверхности воды с 2000 по 2012 г. составляла 0,58 °С за 10 лет по сравнению с величиной 0,38 °С за 10 лет, характерной для 1982–1999 гг. В целом для Полярного бассейна положительный тренд в изменении температуры поверхности воды в летнее время статистически значим на 95%-м уровне [52, 58].

В настоящее время, согласно данным исследований [33, 58], область наибольшей аккумуляции тепла с июля по октябрь охватывает значительную часть акватории морей Лаптева, Восточно-Сибирского, Бофорта и Чукотского. В этих районах температура воды выросла более чем на 1 °С, что привело к уменьшению толщины льда в разных частях этих морей от 0,97 до 1,3 м за период 2007–2011 гг. по сравнению с 1982–2011 гг. Увеличение температуры поверхности воды, устойчивый отрицательный тренд альбедо, рост кумулятивного тепла за счёт дополнительного поглощения солнечной радиации – всё это способствовало сокращению площади многолетних льдов и

увеличению площади однолетних льдов. Если в 1980-х годах многолетние льды составляли около 70% общей площади зимнего льда, то к концу 2012 г. их доля равнялась всего 20% [57]. Наибольшие изменения в площади многолетних льдов произошли в морях Бофорта и Чукотском, где за последние пять лет толщина льда сократилась с 2,5 до 1,6 м [48].

В 2015 г. площадь морских льдов оказалась почти на 2 млн км² меньше по сравнению со средним значением за последние 20 лет. Рекорд принадлежит 2012 г., когда площадь льдов составляла 3,41 млн км², в 2015 г. она была несколько больше и равнялась 4,41 млн км² (см. табл. 1). Однако особенность 2015 г. — резкое изменение толщины льдов в морях Чукотском и Бофорта. В море Бофорта в результате таяния однолетнего льда образовалась огромная полынья. В 2015 г. отмечалась и рекордно низкая площадь морских льдов в зимнее время, причём максимум площади льда сместился на более раннее время и наступил на 15 дней раньше по сравнению с периодом 1981–2010 гг. Зимние колебания площади льдов важны не менее летних, так как они служат наилучшими индикаторами современного глобального потепления. Следовательно, можно предположить, что запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными. Это — естественное состояние перехода от сезонных льдов к следующему этапу — безлёдной Арктики [33].

Анализ спутниковой информации свидетельствует об устойчивой тенденции к сокращению площади морских льдов за последние 25 лет. К сожалению, количественные оценки состояния морского льда за XX в. и более ранний период отрывочны и часто носят качественный характер. В то же время анализ косвенных данных о состоянии морского льда за последние столетия позволяет сделать вывод, что все потепления в прошлом сопровождались сокращением площади морского льда, однако во время похолоданий, наоборот, площадь их увеличивалась и условия судоходства ухудшались. Хорошо известное «потепление Арктики» в 1930-х годах позволило начать научные исследования на дрейфующих станциях. Сведения о состоянии морских льдов в высоких широтах Северного полушария за последние тысячелетия носят в основном качественный характер, хотя неодно-

кратно предпринимались попытки реконструкции границ распространения льдов во время тёплой аномалии средних веков (IX–XIII вв.) и похолодания «малого ледникового периода» (МЛП) между 1450–1850 гг. Для этой цели использовались записи морских журналов и морских лоций, а также письменные источники, в том числе литературные памятники [14].

Развитие новых технологий, в первую очередь изотопных и биохимических исследований применительно к глубоководным осадкам и морской микрофауне, позволили получить не только качественные, но и количественные оценки состояния морского оледенения в Полярном бассейне за историческое время [24, 27, 32, 62]. На основе обобщения косвенных и прямых свидетельств Киннард с коллегами сделал вывод, что современное сокращение площади льдов в Арктическом бассейне беспрецедентно за последние 1450 лет [34].

В последнее время для реконструкции состояния морских льдов в прошлом используют различные биомаркеры, основанные на геохимических, изотопных и биохимических анализах остатков микрофлоры и морской микрофауны. Эти методы разработаны применительно к специфическим видам диатомовых, обитающих при температурах воды ниже 0 °С. На основе современных видов, живущих при температурах воды ниже –1,5 °С, разработан количественный показатель — так называемый маркер IP25, который используется для анализа микрофауны глубоководных колоннок из разных районов Северного Ледовитого океана. С его помощью исследовались глубоководные колонки из морей Карского, Лаптевых и других районов Северного Ледовитого океана, что позволило реконструировать условия возникновения постоянных или сезонных морских льдов за поздний плейстоцен и голоцен [62–64]. Кроме того, широко используются данные о присутствии в морских осадках остатков фораминифер, остракод, различных видов фитопланктона [24, 27]. Комплексное использование материалов микрофауны и данных о наличии в глубоководных осадках следов ледового разноса (ice-rafted debris, IRD) позволяет получить достоверные данные о состоянии морских льдов в Северном Ледовитом океане за весь плейстоцен и поздний плиоцен (последние 3,6 млн лет) [16, 63, 64].

История морских льдов в Северном Ледовитом океане в дочетвертичное время

Для реконструкции климатических условий на протяжении кайнозоя (последние 65 млн лет) используют изотопные, микрофаунистические и палеофлористические данные, полученные

на основе анализа морских глубоководных кернов и континентальных разрезов из прибрежных районов. На рис. 1 представлены обобщённые палеотемпературные кривые поверхностных (кривая 1) и придонных вод (кривая 2), полученные на основе изотопного анализа планктонной и бентосной микрофауны. Кривая 1, полученная

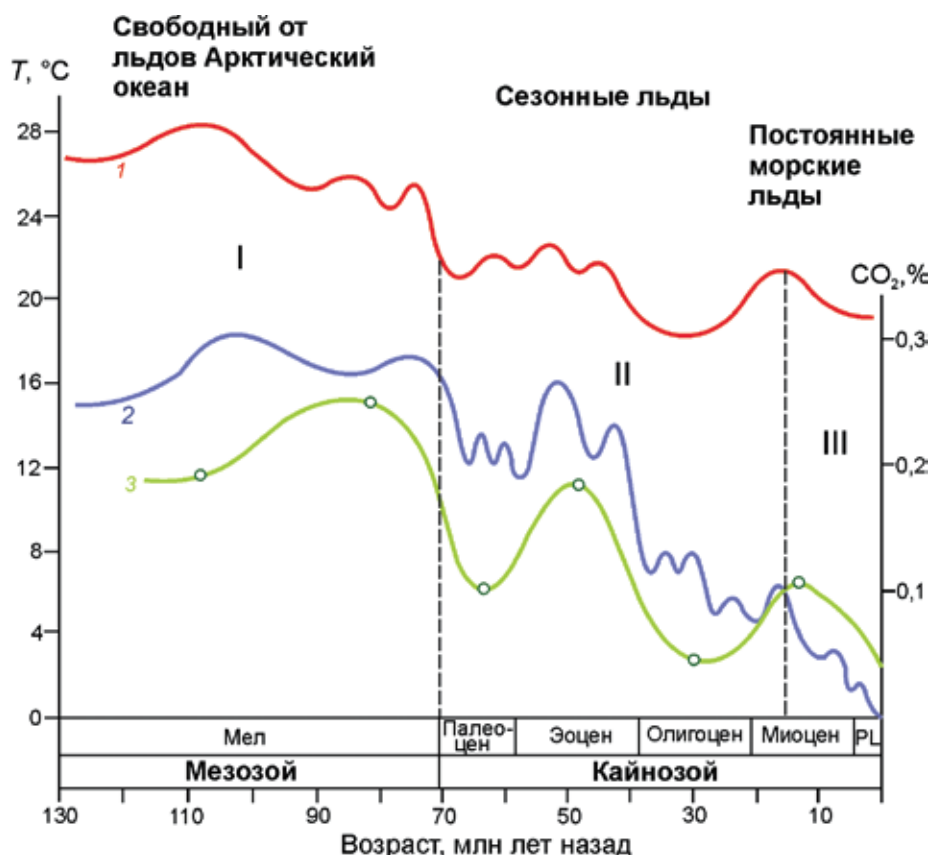


Рис. 1. Палеотемпературы поверхностных морских вод и глубинных вод за последние 130 млн лет, полученные по данным кислородно-изотопного анализа планктонной (кривая 1) и бентосной (кривая 2) фауны глубоководных скважин из разных районов Мирового океана [4, 5].

Кривая 1 получена автором на основе обобщения кислородно-изотопных данных о температуре воды в низких широтах; кривая 2 характеризует изменение температуры воды в высоких широтах; кривая 3 показывает изменение концентрации CO_2 в атмосфере за последние 130 млн лет, %. Данные приводятся по работам [7, 18]. I–III – климатические режимы, преобладающие на Земле на протяжении последних 130 млн лет: I – «парниковый» (или «оранжерейный») климатический режим с отсутствием льдов в высоких широтах обоих полушарий или с минимальным их количеством в отдельные холодные интервалы; II – переходный климатический режим, когда возможен сезонный или постоянный морской лёд в высоких широтах во время похолоданий; III – ледниковый климатический режим современного типа с наличием как сезонных, так и постоянных морских льдов [5, 18]

Fig. 1. Palaeotemperatures of surface and deep sea waters over the last 130 million years obtained by means of the oxygen-isotopic analysis of planktonic (curve 1) and benthos (curve 2) faunas in cores taken the deep-sea offshore wells in different regions of the World Ocean, summarized in [4, 5].

The curve 1 characterizes the temperature changes in low latitudes; the curve 2 shows the same in high latitudes; curves 3 presents changes of the CO_2 concentrations in the atmosphere over the last 130 million years, %, after [7, 18]. I–III are the dominant climates on the Earth over the last 130 million years: I – the «greenhouse» climatic regime without sea ice in high latitudes, or with minimal icing, between 130 and 70 millions the years ago; II – the transient climatic regime, when seasonal or permanent sea ice could be formed at high latitudes during short cooling periods; III – the glacial climatic regime similar to the present one with presence of both seasonal and perennal sea ices [5, 18]

по данным изотопного анализа планктонных фораминифер, характеризует изменение температуры поверхности воды в экваториальных широтах; кривая 2 — изменение температуры придонных вод, что соответствует изменению температуры в высоких широтах и характеризует общий тренд глобальной температуры.

В раннем кайнозое, палеоцене и эоцене температура поверхности воды в высоких широтах изменялись в пределах 12–18 °C, а температурный градиент Полюс–Экватор был в 2–2,5 раза меньше современного [4, 5, 66]. В конце мела и начале кайнозоя (65–50 млн лет назад) Северный Ледовитый океан из-за особенностей палеогеографии был частично изолированным бассейном с преобладанием пресной воды и с температурами не ниже 15 °C. По данным остатков микрофауны температура поверхности воды в высоких широтах изменялась от 18 до 23 °C [43, 50, 51, 55, 61]. Из-за отсутствия связи Полярной области с Северной Атлантикой Северный Ледовитый океан в это время напоминал бассейн с процессами, характерными скорее для внутреннего моря, бессточного «озера» или морского эстуария, чем для типично «морского» бассейна. Большое количество осадков, выпадающих в высоких широтах в раннем кайнозое, и значительный сток рек, впадающих в этот палеобассейн, способствовали сохранению низкой солёности воды, сильной стратификации водной колонки и развитию анаэробных процессов [43, 44, 47, 51]. На низкую солёность воды указывает большое количество остатков свободно плавающей водоросли *Azolla*, чувствительной к увеличению солёности и обитающей практически в пресных, слабосолёных или стоячих водах [44, 50, 60, 61]. В настоящее время этот вид встречается только в достаточно тёплых и пресных водах каналов, прудов и на заливах рисовых полях.

До недавнего времени глубоководное бурение в акватории Северного Ледовитого океана было ограничено только пистонными кернами, которые позволяли получить информацию за плейстоцен и частично поздний плиоцен. Отсутствие глубоководных кернов за весь кайнозой и более раннее время не позволяло сделать однозначный вывод о времени появления сезонных или постоянных морских льдов в этом регионе. Первый глубоководный морской

кern был поднят в 250 км от Северного полюса (88° с.ш.) в рамках Международного проекта ACEX (Arctic Coring Expedition) в 2004 г. [50, 53–55]. Комплексный анализ осадков этого керна показал, что сезонный морской лёд в Арктическом бассейне, возможно, появился уже в среднем эоцене [53, 55]. Данные диатомового анализа по остаткам *Synedropsis spp.*, обнаруженным в осадках и датированных временем около 47–46 млн л.н., показали, что сезонный лёд в небольшом количестве мог появиться в океане около 46 млн л.н. и сохраняться в холодный сезон непосредственно около полюса в течение нескольких столетий. Об этом свидетельствуют не только данные диатомового анализа, но и наличие в морских осадках следов ледового разноса (IRD) [53]. Не исключено, что появление сезонного морского льда в конце эоцена могло быть только в сравнительно короткий холодный эпизод на фоне тёплых условий, характерных для «оранжерейного типа» климата того времени. Вероятно, этот холодный эпизод был связан с особенностью палеогеографии Арктического бассейна, а не с изменением климатических факторов.

Анализ глубоководного керна показал наличие длительного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении керна APEx между ~44,4 и ~18,2 млн л.н., что затрудняет восстановление непрерывной истории Полярного бассейна на его разных временных этапах [49]. Формирование пролива Фрама около 17 млн л.н. и появление связи с Северной Атлантикой существенно изменили палеогеографию и палеоокеанологию этого района. Данные глубоководного бурения показали, что около 36,5–37 млн л.н. резко снизилась температура воды в высоких широтах, что свидетельствует о начале формирования глубинных вод в Мировом океане. Начиная с этого времени глобальная климатическая система вступает в переходный период от очень тёплого климата «оранжерейного» типа к климату «ледникового» типа, который характеризуется наличием морских льдов (сезонных или постоянных), а также континентальным или подземным оледенением в высоких широтах обоих полушарий. Примерно с этим же периодом связано появление первого горного оледенения в Антарктиде и циркумполярного течения вокруг Антарктиды. В Северном полушарии

первые горные ледники на северо-востоке Азии, на севере Канады и на островах Северного Ледовитого океана датируются 12–10 млн л.н. [5, 43, 65, 66]. Можно полагать, что в это время уже существовали сезонные морские льды в северном Полярном бассейне.

Косвенные свидетельства состояния морских льдов в неогене (последние 20–24 млн лет) основаны на данных об изменении континентальной растительности на побережье Северного Ледовитого океана. Верхняя часть (164 м) глубоководной колонки АРЕХ позволяет восстановить историю полярной области за последние 14 млн лет [23]. Данные геохимического анализа этой части керн приводят к выводу о наличии постоянных морских льдов в районе Северного полюса, по крайней мере, в последние 13 млн лет. Могли ли существовать льды ранее, сказать трудно из-за наличия hiatus в 26 млн лет в этом керне. Вопрос о площади распространения морских льдов также остаётся открытым из-за ограниченного объёма данных. Очевидно, что первоначально пролив Фрама был значительно уже современного, что затрудняло поступление достаточного количества солёных вод в Полярный бассейн.

Реконструкция климата последнего тёплого периода неогена (климатического оптимума плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н.), основанная на косвенных морских микрофаунистических и палеоботанических данных континентальных разрезов, показала, что средняя годовая глобальная температура превышала современную на 3,6 °С. Летние температуры воздуха были выше современных на 8–10 °С, зимние – на 15 °С и более [5, 65, 66]. Согласно данным анализа морской микрофауны, во время климатического оптимума плиоцена могли существовать только сезонные морские льды, а наличие постоянных морских льдов было возможно только на ограниченной площади вблизи полюса [66].

Превращению Северного Ледовитого океана из мелководного и солоноватого бассейна в глубоководный морской солёный бассейн способствовали открытие пролива Беринга около 3,5 млн л.н. и закрытие Панамского пролива между Северной и Южной Америкой около 3,3–3,2 млн л.н. Формирование Гольфстрима и свободное проникновение тёплой солёной воды далеко на север, вплоть до Гренландии,

существенно изменило климатическую обстановку в этом районе. Усиление процессов циклогенеза способствовало увеличению осадков, что привело к появлению постоянных ледниковых покровов Гренландии и на островах Северной Америки. Можно предположить, что с появлением континентального оледенения Гренландии около 3,0–2,5 млн л.н. площадь постоянных морских льдов в океане значительно увеличилась, а сезонные льды были характерны только для прибрежных районов. Однако отсутствие непрерывных данных глубоководного бурения не позволяет сделать однозначный вывод о времени появления постоянных морских льдов на большей части акватории Северного Ледовитого океана.

Данные прибрежных разрезов Гренландии свидетельствуют о возможности существенного сокращения площади морского оледенения в Северном Ледовитом океане во время потеплений позднего плиоцена и раннего плейстоцена. По данным Фандера [25], во время потепления около 1,7–1,6 млн л.н. граница древесной растительности могла смещаться к северу не менее чем на 2500 км, в район современной полярной пустыни, на что указывают находки стволов чёрной ели и лиственницы в разрезах формации Мыс Копенгаген на севере Гренландии на широте 80°. По данным этого же автора, летние температуры могли превышать современные не менее чем на 6 °С, а годовые суммы осадков – на 200–300 мм. Фандер считает, что это был последний этап «безлёдной» Арктики, дальнейшее снижение глобальной температуры способствовало формированию постоянных морских льдов в Северном Ледовитом океане.

Отличительная особенность климата плейстоцена – чередование оледенений и межледниковий. Во время последних площадь морских льдов значительно сокращалась не только в летние, но и в зимние месяцы [30]. Обширный эмпирический материал, полученный для наиболее тёплой части последнего межледниковья (подстадия 5е в морском разрезе), показал, что между 127–125 тыс. л.н. летняя граница морских льдов смещалась к северу на 500 км, а в зимнее время она проходила севернее современной на 800 км [13, 20, 22, 29, 30, 39, 43, 47].

Исследование морских и континентальных кернов позволило установить, что минималь-

ная площадь морских льдов в голоцене была между 10 и 6 тыс. л.н. [26, 56]. Данные Фандера и коллег [26] подтверждают, что минимальное количество льда в Арктическом бассейне отмечалось между 8,5 и 6,0 тыс. л.н., когда граница ледяного покрова Гренландии отступала в глубь острова на 1000 км. По данным работ [32, 47], во время потепления в середине голоцена северо-восточная часть Гренландии могла быть свободна ото льда в летнее время. Однако не все авторы разделяют мнение Фандера о минимальном распространении или даже отсутствии морских льдов в Арктическом бассейне в летнее время в оптимуме голоцена [24].

Обсуждение результатов

Несмотря на то, что появилось большое число работ, касающихся всестороннего исследования глубоководного керна, поднятого в районе Северного полюса в рамках проекта АРЕХ, вопрос о времени появления сезонных, а затем и постоянных морских льдов в Северном Ледовитом океане остаётся в значительной степени дискуссионным. Это связано как с отсутствием достаточного количества независимой информации, так и с несовершенством методов реконструкций. Именно поэтому мы предприняли попытку обобщить имеющиеся климатические реконструкции для Северного полушария для разных временных интервалов за последние 65 млн лет, позволяющие оценить изменение глобальной температуры и изменение температуры воздуха в Полярном бассейне для шести временных срезов: 1) ранний палеоцен, около 60 млн л.н. [5]; 2) оптимум эоцена около 52 млн л.н. [5]; 3) оптимум плиоцена, 4,3–3,3 млн л.н. [5, 65]; 4) оптимум последнего межледникового, 127–125 тыс. лет [13]; 5) максимум последнего оледенения, 21–19 тыс. лет [5]; 6) оптимум голоцена, 7–6 тыс. лет [5, 13]. Для этих целей использовались авторские реконструкции температуры воздуха для раннего палеоцена, оптимума эоцена, потепления среднего плиоцена и максимума последнего похолодания, а также карты-реконструкции для последнего межледникового и среднего голоцена, представленные в Атласе-монографии [13]. Аномалии глобальной

температуры для каждого временного интервала были получены путём осреднения по широтным зонам аномалий температур с учётом площади широтных зон [5].

На рис. 2 представлена зависимость между аномалиями глобальных температур и аномалиями температур воздуха в широтной зоне 80–70° с.ш. для указанных выше временных интервалов кайнозоя. Подобная зависимость была впервые получена в работе Миллера и коллег [42], где величины аномалий глобальной температуры и аномалий температуры воздуха в высоких широтах получены с помощью моделей климата. Анализ данных табл. 2 и рис. 2 показывает, что во все временные эпохи кайнозоя изменения температуры в высоких широтах превышали изменения глобальной температуры не менее чем вдвое как во время потеплений, так и во время похолоданий. Красные точки — область безлёдной Арктики — относятся к климату раннего палеоцена; жёлтая точка характеризует климат середины плиоцена, когда преобладали сезонные льды; зелёные точки относятся к межледниковьям (подстадия 5е в морском разрезе и потепление среднего голоцена), когда большую часть океана занимали сезонные морские льды, а постоянные льды имели ограниченную площадь только в районе полюса; синяя точка — постоянные морские льды максимальной толщины во время максимума последнего оледенения.

Как видно из рис. 1, процесс глобального похолодания, начавшийся на границе мезозоя и кайнозоя около 70 млн л.н., был обусловлен изменением газового состава атмосферы, прежде всего уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере [7]. Если в палеоцене и эоцене климат Земли сохранял ещё черты, свойственные «оранжерейному» климатическому режиму, то начиная с похолодания на границе эоцен/олигоцен около 38 млн л.н. глобальная климатическая система вступает в длительный переходный этап к «ледниковому» климатическому режиму современного типа [5, 7, 66].

Отличительные черты «оранжерейного» климатического режима — высокая концентрация CO_2 в атмосфере, не менее чем в 5 раз превышающая современную, перепад температур Полюс–Экватор в 2–2,5 раза меньше современного, отсутствие постоянного ледяного по-

Таблица 2. Аномалии средней годовой температуры воздуха в широтной зоне 70–80° с.ш. и аномалии глобальной температуры относительно современных значений, полученные путём осреднения циркумполярных карт – реконструкций для разных эпох кайнозоя

Эпохи	$\Delta T(70-80^\circ \text{ с.ш.}), ^\circ\text{C}$	$\Delta T_{\text{глобальная}}, ^\circ\text{C}$
Ранний палеоцен, около 60 млн лет [5]	20,7	6,9
Оптимум эоцена, около 55–50 млн лет [5]	12,3	9,7
Оптимум плиоцена, 4,3–3,3 млн лет [5, 65, 66]	10,3	3,6
Последнее межледниковье, подстадия 5е, 127–125 тыс. лет [13]	7,3	1,5
Максимум вюрмского оледенения, 21–19 тыс. лет [5]	–12,3	–4,6
Оптимум голоцена, 10–6 тыс. лет [13]	3,7	1,2

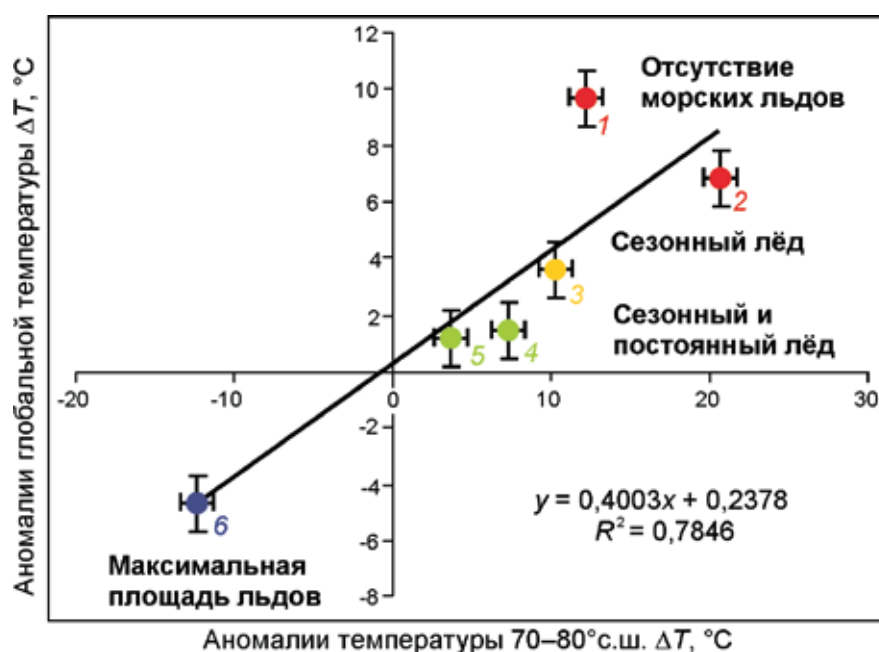


Рис. 2. Зависимость между аномалиями глобальной температуры ($^\circ\text{C}$) и аномалиями температур в высоких широтах (между 80–70° с.ш.) для разных временных срезов за последние 65 млн лет:

точки 1 и 2 характеризуют изменение температуры в раннем палеоцене (1) и эоцене (2), между 60–55 млн л.н.; точка 3 относится к оптимуму плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н.; точка 4 характеризует изменение температуры во время последнего межледниковья (изотопная подстадия 5е в морском разрезе, 127–125 тыс. л.н.); точка 5 относится к потеплению раннего голоцена 10–6 тыс. л.н.; точка 6 – к максимальному похолоданию вюрмского оледенения, около 21–19 тыс. л.н.

Fig. 2. Relationship between the global temperature anomalies ($^\circ\text{C}$) and the temperature anomalies in high latitudes (between 80 and 70° N) for different time periods during the last 65 million years:

the points 1 and 2 are related to the temperature changes in the Early Paleocene (1) and Eocene (2), between 60–55 Ma ago; point 3 – the Pliocene optimum, about 4.3–3.3 Ma ago; point 4 – the Last Interglacial (about 127–125 ka ago, substage 5e in the marine cross-section); point 5 – the warming early Holocene, about 10–6 ka ago; point 6 – the Last Glacial Maximum, near 21–19 ka ago

крова в полярных областях обоих полушарий. Хотя анализ осадков керна из Полярного бассейна, полученного в рамках проекта бурения АРЕХ, показал наличие ледового разгона, который указывает на присутствие морского льда в середине эоцена, можно рассматривать этот эпизод как кратковременное холодное собы-

тие на фоне стабильного и очень тёплого климата. Можно предположить, что появление морского льда в Северном Ледовитом океане в это время было связано с изменением в приходе солнечной радиации в результате изменения орбитальных факторов на фоне некоторого снижения концентрации CO_2 . Несомненно,

что особенность палеогеографии Полярного бассейна как закрытого, мелководного и практически пресноводного могла способствовать появлению морского льда в районе полюса в холодное время года.

Кроме того, наличие длинного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении керна АРЕХ между 44 и 18 млн лет есть отражение непрерывной цепи драматических климатических событий в Полярном бассейне, обусловленных быстрым снижением концентрации CO_2 , понижением глобальной температуры и изменением палеогеографии этой области. В результате этих процессов произошёл переход от «оранжерейного» к «ледниковому» климатическому режиму современного типа, отличительные особенности которого — появление холодных глубинных вод в океане и криосферы на континентах. Всё это вызвало формирование постоянных морских льдов в полярных областях обоих полушарий.

Особенно интересны климатические и ландшафтные реконструкции для последнего тёплого этапа неогена — оптимума плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н. [5, 65, 66]. Концентрация CO_2 в атмосфере в этот период практически вдвое превышала её доиндустриальное значение и составляла около 550 ppmv. Это содержание CO_2 в атмосфере практически совпадает с модельными оценками, сделанными в работе [45], и представляет собой пороговое значение концентрации CO_2 в атмосфере, после которого возможны таяние постоянных морских льдов и превращение их в сезонные, одногодичные. Данные о растительности на побережье Северного Ледовитого океана, более высокий уровень Мирового океана и летние температуры воздуха, превышающие современные на 5–6 °C во время потепления среднего плиоцена, показывают, что большая часть акватории океана была покрыта одногодичными льдами. Дальнейшее снижение концентрации CO_2 в атмосфере до 300–280 ppmv стало основной причиной понижения глобальной температуры, что привело к колебаниям климата «плейстоценового» типа, когда чередования холодных эпизодов (оледенений) и тёплых (межледниковий) были обусловлены изменениями в приходе солнечной радиации за счёт колебаний параметров земной орбиты.

Моделирование климатических условий прошлого, в частности климата среднего голоцена (10–6 тыс. л.н.) [56] и климата последнего межледниковья (127–125 тыс. л.н.) [30], когда в качестве граничных условий использовались данные палеоклиматических реконструкций, показало, что основным радиационным фактором, определяющим изменение температуры во время этих тёплых интервалов, было увеличение количества солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы в весенне-летнее время. Оказалось, что изменение параметров земной орбиты (прецессии и наклона земной оси), определяющих приход солнечной радиации к земной поверхности, оказывает наибольшее влияние на климат высоких широт в тёплый период года за счёт увеличения продолжительности солнечного сияния в этих широтах.

Известно, что количество солнечной радиации, поступающей в высокие широты во время полярного дня, сравнимо с количеством радиации, получаемой низкими широтами. По оценкам Берже с коллегами [17, 56], в начале голоцена, около 10 тыс. л.н., количество коротковолновой солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы на широте 80° с.ш. за счёт изменения астрономических факторов, превышало современное на 5 Вт/м², при том, что в целом для Земного шара её количество оставалось неизменным. По оценкам моделей климата, радиационный форсинг при удвоении концентрации CO_2 составляет примерно 3,5 Вт/м² [17]. Порядок величин от влияния этих двух факторов довольно близкий, хотя влияние солнечной радиации на термический режим зависит также от изменения облачности и альбедо. Данные глубоководного бурения в Северном Ледовитом океане, позволяющие оценить состояние морских льдов, показывают, что граница льдов во время последнего межледниковья и в середине голоцена смешалась к северу на несколько сотен километров и на большей части океанской акватории морские льды были сезонными [20, 22, 29, 39].

Можно предположить, что относительно небольшие изменения в приходе солнечной радиации в весенне-летний период во время межледниковий и в середине голоцена выступали в качестве триггера для начала процесса таяния арктических льдов. В дальнейшем

этот процесс усиливался из-за увеличения площади свободных ото льда поверхностей ввиду разности альбедо водной поверхности и льда. При дальнейшем развитии процесса потепления площадь льда в летнее время сокращалась до минимальных значений и система переходила в устойчивое состояние при наличии только сезонных льдов. Такие процессы были характерны не только для всех межледниковий, но, по-видимому, и для тёплых межстадиалов плейстоцена.

Заключение

Современное повышение глобальной температуры на $0,8 \pm 0,2$ °C [31] сильнее всего проявилось в изменении криосферы и, прежде всего, в состоянии морских льдов в Северном полушарии [35, 40, 59]. За последние десятилетия площадь морских льдов к концу тёплого сезона значительно сокращалась — в отдельные годы в 2 раза по сравнению с климатической нормой. Хотя модельные расчёты позволяют оценить влияние внешних факторов на устойчивость морских льдов в Северном Ледовитом океане для сценария дальнейшего роста концентрации CO_2 в атмосфере, остаётся ещё много неопределённостей, связанных с динамикой морских льдов.

Основываясь на анализе данных за историческое время и более отдалённые эпохи прошлого, установлено, что морские льды более чувствительны к относительно небольшим изменениям внешних факторов, чем это предполагали ранее. Эмпирические данные и модельные расчёты для среднего голоцена (между 10 и 8,5 тыс. л.н.) и максимума потепления последнего межледниковья (127–125 тыс. л.н.) показали, что сравнительно небольшие изменения в суммах приходящей солнечной радиации в весенне-летний период привели к кардинальным изменениям в состоянии морских льдов, когда на большей части акватории Арктики постоянные льды замещались сезонными. Небольшой рост приходящей солнечной радиации из-за увеличения продолжительности солнечного сияния выступал в роли триггера для начала таяния морских льдов; в дальнейшем процесс усиливался за счёт влияния альбедо открытых

водных поверхностей. Если во время межледниковий плейстоцена роль триггера играла солнечная радиация, то для более ранних эпох основным фактором, определяющим состояние морского оледенения, было изменение концентрации CO_2 и других парниковых газов.

Вопрос, насколько должна повыситься температура воздуха в высоких широтах, чтобы процесс таяния морского льда стал необратимым, — ключевой в свете современных изменений климата. Такие оценки сделаны уже сравнительно давно, ещё в начале 1960-х годов, когда для этих целей использовались достаточно простые теплобалансовые расчёты [6, 10]. В частности, расчёты, сделанные в работе [10], показали, что при положительной аномалии летней температуры равной 4 °C морской лёд может превратиться в сезонный уже через четыре года. Отметим, что подобный вывод был позднее сделан Мерсером по наблюдениям за таянием льдов в Южном полушарии [41]. Палеоклиматические данные для оптимума плиоцена и последнего межледниковья, когда температуры воздуха в высоких широтах превышали современные на 4–5 °C, показывают, что на большей части акватории Северного Ледовитого океана преобладали сезонные льды. Если предположить, что рост концентрации CO_2 будет продолжаться, несмотря на принимаемые меры по сокращению выбросов парниковых газов в атмосферу, и радиационный форсинг приблизится к величине, характерной для удвоения содержания CO_2 , то может осуществиться один из сценариев, имевший место в прошлом.

Литература

1. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
2. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.Ц. Поступление необычайно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // ДАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 401–403.
3. Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика. XXI век. Естественные науки. 2015. Т. 2. № 3. С. 24–47.
4. Борзенкова И.И. О глобальном тренде температуры в кайнозое // Метеорология и гидрология. 1981. № 12. С. 25–36.

5. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 246 с.
6. Будыко М.И. Полярные льды и климат // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 6. С. 3–10.
7. Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 487 с.
8. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якишина Д.Ф. Численное моделирование состояния вод и морской лёд в Северном Ледовитом океане // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-81-92.
9. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Туткова Т.Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-73-82.
10. Зубенко Л.И. Влияние аномалий температуры на ледяной покров Арктики // Метеорология и гидрология. 1963. № 6. С. 25–30.
11. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
12. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
13. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен и голоцен: Атлас-монография / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 119 с.
14. Стурлусон С. Младшая Эдда. Л.: Наука, 1970. 254 с.
15. Arntsen A.E., Song A.J., Perovich D.K., Richter-Menge J.A. Observations of the summer breakup of an Arctic sea ice cover // Geophys. Research Letters. 2015. V. 42. P. 8057–8063.
16. Belt S.T., Müller J. The Arctic sea ice biomarker IP₂₅: a review of current understanding, recommendations for future research and applications in palaeo sea ice reconstructions // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 79. 1 November. P. 9–25.
17. Berger M., Brandefelt J., Nilsson J. The sensitivity of the Arctic sea ice to orbitally induced insolation changes: a study of the mid-Holocene Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 and 3 simulations // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 969–982.
18. Borzenkova I.I. Determination of global climate sensitivity to the gas composition of the atmosphere from paleoclimatic data // Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2003. V. 39. № 2. P. 197–202.
19. Borzenkova I.I. Environmental indicators of recent global warming // Environmental indices: Systems analysis approach / Eds: Y. Pykh, D.E. Hyatt, R.J.M. Lenz. Oxford: EOLSS Publ. Co. Ltd. Baldwin House, 1999. P. 455–465.
20. Brigham-Grette J., Hopkins D.M. Emergent marine record and paleoclimate of the last interglacial along the Northwest Alaskan coast // Quaternary Research. 1995. V. 43. P. 159–173.
21. Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M.E., Sluijs A., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Cronin T.M., Onodera J., Takahashi K., Bujak J.P., Stein R., van der Burgh J., Eldrett J.S., Harding I.C., Lotter A.F., Sangiorgi F., van Konijnenburg-van Cittert H., de Leeuw J.W., Matthiessen J., Backman J., Moran K. & the 302 Scientists. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. 1 June. P. 606–609.
22. CAPE-Last Interglacial Project Members. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 1383–1400.
23. Darby D. A. Arctic perennial ice cover over the last 14 million years // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S07. doi:10.1029/2007PA001479.
24. de Vernal A., Gersonde R., Goosse H., Seidenkrantz M.S., Wolff E.W. Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 79. P. 1–8.
25. Funder S. Forested Arctic. Evidence from North Greenland // Geology. 1985. V. 13. № 8. P. 542–546.
26. Funder S., Goosse H., Jepsen H., Kaas E., Kjær K., Korsgaard N., Larsen N., Linderson H., Lyså A., Möller P., Olsen J., Willerslev E. A 10,000-year record of Arctic Ocean sea-ice variability – View from the beach // Science. 2011. V. 333. № 6043. P. 747–750.
27. Gersonde R. Quaternary sea ice reconstruction: Proxy data and modeling // Eos. 2014. V. 95. № 46. P. 422.
28. Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. № 22. L22502.
29. Herman Y., Hopkins D.M. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time // Science. 1980. V. 209. № 4456. P. 557–562.
30. Herold N., Yin Q.Z., Karami M.P., Berger A. Modelling the climatic diversity of the warm interglacials // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 56. P. 126–141.
31. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis / Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge Univ. Press, 2014. 1535 p.
32. Jakobsson M., Ingólfsson Ó., Long A.J., Spielhagen R.F. The dynamic Arctic // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 92. P. 1–8.

33. Kapsch M.-L., Graverson R.G., Economou T., Tjernström M. The importance of spring atmospheric conditions for predictions of the Arctic summer sea ice extent // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 5288–5296.
34. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. № 7374. P. 509–512.
35. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *Journ. of Geophys. Research*. 2009. V. 114. C07005.
36. Kwok R., Untersteiner N. The thinning of Arctic sea ice // *Phys. Today*. 2011. V. 64. P. 36–41. doi:10.1063/1.3580491.
37. Laxon S., Peacock N., Smith D. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region // *Nature*. 2003. V. 425. № 6961. P. 947–950.
38. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. № 4. P. 732–737.
39. Lozhkin A.V., Anderson P.M. The last interglaciation of northeast Siberia // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. P. 147–158.
40. Meier W.N., Stroeve J., Barrett A., Fetterer F. A simple approach to providing a more consistent Arctic sea ice extent time series from the 1950s to present // *Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1359–1368.
41. Mercer J.H. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect – a threat disaster // *Nature*. 1978. V. 271. P. 321–325.
42. Miller G.H., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Polyak L., Serreze M.C., White J.W.C. Arctic amplification: can the past constrain the future? // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1779–1790.
43. Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B., Anderson L., Bauch H.A., Douglas M.S.V., Edwards M.E., Eliash S.A., Finney B.P., Fitzpatrick J.J., Funder S.V., Herbert T.D., Hinzman L.D., Kaufman D.S., MacDonald G.M., Polyak L., Robock A., Serreze M.C., Smol J.P., Spielhagen R., White J.W.C., Wolfe A.P., Wolff E.W. Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1679–1715.
44. Moran K., Backman J., Backman H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441. № 7093. P. 601–605.
45. Notz D., Haumann F.A., Haak H., Jungclauss J.H., Marotzke J. Arctic sea-ice evolution as modeled by Max Planck Institute for meteorology's Earth system model // *Journ. Adv. Model. Earth Syst.* 2013. V. 5. P. 173–194. doi:10.1002/jame.20016.
46. Overland J.E., Wang M. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. P. 2097–2101.
47. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T.M., Darby D.A., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Saville J., Serreze M., St. John K., White J.W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1757–1778.
48. Richter-Menge J.A., Farrel S.L. Arctic sea ice conditions in spring 2009–2013 prior to melt // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. № 22. P. 5888–5893.
49. Sangiorgi F., Brumsack H.-J., Willard D.A., Schouten S., Stickley C.E., O'Regan M., Reichart G.-J., Sinninghe Damste J.S., Brinkhuis H. A 26 million year gap in the central Arctic record at the greenhouse-icehouse transition: Looking for clues // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S04. doi:10.1029/2007PA001477.
50. Sluijs A., Rohl U., Schouten S., Brumsack H.-J. Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302) // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S11. doi:10.1029/2007PA001495.
51. Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Reichart G.J., Stein R., Matthiessen J., Lourens L.J., Pedentchouk N., Backman J., Moran K. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // *Nature*. 2006. V. 441. P. 610–613.
52. Spielhagen R.F., Werner K., Sørensen S.A., Zamelczyk K., Kandiano E.S., Budéus G., Husum K., Marchitto T.M., Hald M. Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water // *Science*. 2011. V. 331. № 6016. P. 450–453.
53. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S05. doi:10.1029/2007PA001483.
54. Stickley C.E., Koç N., Pearce R.B., Kemp A.E.S., Jordan R.W., Sangiorgi F., St. John K. Variability in the length of the sea ice season in the Middle Eocene // *Geology*. 2012. V. 40. № 8. P. 727–730.

55. *Stickley C.E., St John K., Koç N., Jordan R.W., Passchier S., Pearce R.B., Kearns L.E.* Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris // *Nature*. 2009. V. 460. 16 July. P. 376–379.
56. *Stranne C., Jakobsson M., Göran Björk G.* Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the Early Holocene insolation maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 123–132.
57. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay L.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // *Climate Change*. 2012. V. 110. № 3–4. P. 1005–1027.
58. *Stroeve J. C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 1216–1225.
59. *Tilling R.L., Ridout A., Shepherd A., Wingham D.J.* Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 643–646.
60. *Weijers J.W.H., Schouten S., Sluijs A., Brinkhuis H., Sinninghe Damsté J.S.* Warm arctic continents during the Palaeocene–Eocene thermal maximum // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 261. P. 230–238.
61. *Weller P., Stein R.* Paleogene biomarker records from the central Arctic Ocean (Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302): Organic carbon sources, anoxia, and sea surface temperature // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S17.
62. *Wolff E.W., Gersonde R., de Vernal A.* Reconstructing past sea ice // *PAGES*. 2014. V. 22. № 1.
63. *Xiao X., Fahl K., Müller J., Stein R.* Sea-ice distribution in the modern Arctic Ocean: Biomarker records from trans-Arctic Ocean surface sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 155. P. 16–29.
64. *Xiao X., Fahl K., Stein R.* Biomarker distributions in surface sediments from the Kara and Laptev seas (Arctic Ocean): indicators for organic-carbon sources and sea-ice coverage // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 79. 1 November. P. 40–52.
65. *Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Pliocene palaeoclimates: past climates as possible analogues of mid-twenty-first century climate // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1988. V. 65. № 1–2. P. 35–49.
66. *Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Global palaeoclimate of the Late Cenozoic. Ser. *Developments in Paleontology*, 12. Elsevier: Amsterdam–New York–Oxford–Tokyo, 1990. 456 p.

Энциклопедия «Вода России»

Научно-популярная энциклопедия «Вода России» Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации – комплексный источник информации о водных ресурсах и водном хозяйстве Российской Федерации. В ней представлены энциклопедические и статистические материалы о водных объектах и водном хозяйстве России, 2D- и 3D-фотографии российских рек и озёр, каналов и водохранилищ, ледников. Статьи о крупнейших водных объектах – реках, озёрах, водохранилищах, болотах, каналах, ледниковых системах и др. включены в раздел «Водные объекты и гидротехнические сооружения». Для удобства навигации по разделу предлагаются алфавитный указатель, тематический рубрикатор, а также поиск по регионам России или бассейновым округам.

Авторы статей Энциклопедии – сотрудники ведущих научных учреждений России, среди которых – географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Государственный гидрологический институт, Институт водных проблем РАН, Институт озераведения РАН, Институт географии РАН и др. Координирует проект Консультативный совет Энциклопедии, в который входят и представители Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

Раздел «Ледники и снежники» содержит 20 статей по оледенению крупных ледниковых систем России (Новая Земля, Северная Земля, Камчатка, Кавказ, Алтай, Урал и др.) и статью по самому большому в России леднику Эрмана на Камчатке. В каждой статье приводятся история исследований, общая характеристика оледенения района, сведения о колебаниях ледников и краткие описания отдельных ледников. Тексты сопровождаются фотографиями.

На сайте можно зарегистрироваться и оценить представленные статьи, а также создавать новые, загружать фотографии и прочие материалы.

Прямая ссылка на Энциклопедию в формате <http://water-rf.ru>

Прикладные проблемы

УДК 504.064.37:528.8

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-235-245

Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр

© 2016 г. В.Г. Коновалов*, В.А. Рудаков

Институт географии РАН, Москва, Россия

*vladgeo@gmail.com

Remote assessment of reserve capacity of outburst alpine lakes

V.G. Konovalov*, V.A. Rudakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*vladgeo@gmail.com

Article accepted for publication on February 9, 2016

Keywords: *dammed break-dangerous lake, digital relief model, Pamir, remote sensing.*

Summary

Results of distant satellite sounding (the TERRA satellite) of high-mountainous areas and digital models SRTM 4.1 and ASTER DEM G2 of the same relief were used to calculate the following parameters of high-mountain dammed glacial lakes: area, depth, the water volume, excess of the dam above the water level. It is important for estimation of the water volume that can be dangerous for a break-through of a dammed lake. Formulas deduced to calculate the depth and volume of a lake for several sections of its area were tested and proposed. It is demonstrated that the regression equation $V = H_{max} \times F$, where H_{max} is maximum depth of the lake, can be used as the parameterization of the formula «lake volume V equals the product of the area F on average depth D ». More precise values of the coefficients a and b in the formula $V = aF^b$ were also obtained. Parameters and the water volumes of lakes were estimated for the river Gunt (right tributary of Pyanj River) basin. According to [28], there are 428 high-mountain lakes in this region with their total area $\geq 2500 \text{ m}^2$. For basin Inflow of melted snow and glacier water caused by the rise of mean summer air temperatures in 1931–2015 was estimated for the lake Rivankul basin (the Pamir Mountains).

Статья принята к печати 9 февраля 2016 г.

Ключевые слова: *дистанционное зондирование, Памир, прорывоопасные озёра, цифровая модель рельефа.*

Результаты дистанционного зондирования высокогорных территорий со спутника TERRA и цифровые модели рельефа SRTM 4.1 и ASTER DEM G2 использованы для расчёта параметров прорывоопасных озёр: площади; глубины; потенциального резервного объёма; превышения плотины над урезом воды. Получены и проверены формулы для расчёта глубины и объёма озёр для нескольких интервалов их площади. Показано, что в качестве параметризации формулы «объём озера V равен произведению площади F на среднюю глубину D » может быть использовано уравнение регрессии $V = H_{max} \times F$, где H_{max} – максимальная глубина озера. Получены уточнённые значения коэффициентов a и b в формуле $V = aF^b$. Параметры и резервный объём озёр определены в бассейне р. Гунт (правый приток р. Пяндж), где, по данным [28], находится 428 высокогорных озёр общей площадью $\geq 2500 \text{ м}^2$. Для бассейна высокогорного оз. Риванкуль выполнена оценка притока талой снеговой и ледниковой воды в связи с ростом на Памире в 1931–2015 гг. средней летней температуры воздуха.

Введение

Прорывы подпруженных высокогорных озёр относятся к классу опасных и особо опасных гидрологических явлений [5]. Опубликованные антологии этих событий, например [1–3, 6, 14, 17, 21, 23, 31], показывают, что они широко распространены в горных областях Земли. В ряде

случаев эти опасные явления приводят к человеческим жертвам и разрушениям жилых и производственных сооружений. Напомним некоторые, наиболее известные из них

Иссыкский сель 7 июля 1963 г. был одним из самых крупных и разрушительных селевых потоков на территории СССР. Сель образовался в результате переполнения оз. Жарсай талой лед-

никовой водой с расположенного выше Жарсайского ледника. Гигантский грязекаменный селевой поток, содержащий огромные валуны и вековые ели, обрушился в оз. Иссык. Удар был такой силы, что озеро выплеснулось из берегов, а катера и лодки с людьми волны разбили о берег. Начался интенсивный размыв естественной плотины, и через несколько часов озеро перестало существовать. Далее на пути селя оказался город Иссык (население 21,6 тыс. жителей), где грязекаменная лава разрушила множество домов, водозаборные сооружения ГЭС и подвалы знаменитого винзавода «Иссык». По официальным данным погибли более 100 человек [8].

4 августа 1985 г. в моренно-ледниковое оз. Диг Тшо (Dig Tsho) площадью 0,41 км² и глубиной 18 м, расположенное в Непале, недалеко от горы Эверест, сошла ледово-каменная лавина. Эта лавина вызвала волну высотой около 5 м, которая разрушила подпруживающую плотину и вызвала опорожнение озера в течение 4–6 часов. Катастрофический паводок в р. Дуд-Коси, распространившийся на 50 км, уничтожил мосты, дома, сельскохозяйственные земли и почти завершённую ГЭС Намче за две недели до её ввода в эксплуатацию. Общая сумма ущерба составила 3 млн долларов, погибли пять человек [23].

Один из районов распространения ледниковых и моренно-ледниковых озёр расположен в Перу на восточном склоне хр. Кордильера-Бланка [14, 31]. Здесь, по данным [31], находится 514 озёр гляциального генезиса площадью более 5000 м² и объёмом от 100 тыс. до 79 млн м³. Для режима нескольких озёр характерны форс-мажорное переполнение, прорыв подпруживающей плотины и образование экстремальных паводков и селей. Так, 13 декабря 1941 г. сель, спровоцированный прорывом высокогорного оз. Палкакоча (Palcasocha), стал причиной катастрофы, в которой погибли 5000 человек, разрушены треть города Уарас и несколько селений [31].

Хорошо известны Алмаатинские сели 1951, 1956 и 1973 гг. [1–3, 8 и др.], вызванные аномальным сбросом воды из подпруженных моренно-ледниковых озёр в бассейне р. Малая Алмаатинка. Для предотвращения последствий прорыва моренно-ледниковых озёр в 1966 г. была построена селезащитная плотина, которая спасла г. Алма-Ата от возможного разрушения в результате катастрофического селя 1973 г.

По повторяемости рассматриваемые опасные явления можно разделить на систематические и регулярные (например, ежегодные прорывы оз. Мерцбахера на Тянь-Шане [12], а также озёр Тальсеква и Джордж [32] на Аляске); число последних значительно меньше, чем первых. Существенная разница между ними состоит в том, что регулярные и поэтому удобные для исследований события происходят примерно через одинаковые промежутки времени, а для систематических, а также случайных опасных явлений эта закономерность не свойственна, что затрудняет их постоянное изучение методами обработки материалов аэрофотосъёмки и наземных наблюдений.

Постановка задачи, исходные данные

Для оценки состояния и изменений режима подпруженных высокогорных озёр необходим регулярный мониторинг параметров таких объектов, число которых на Земле составляет не менее нескольких тысяч. Одна из важных характеристик озёр — изменение их объёма ΔV , которое равно произведению двух сомножителей: 1) $dZ = Z(t_2) - Z(t_1)$ — разности абсолютной высоты поверхности озера Z за известный интервал времени $\Delta T = t_2 - t_1$ и 2) постоянной F_1 или меняющейся площади $F_2(\Delta T)$ конкретного объекта. Запишем оба варианта определения ΔV в виде формул (1) и (2):

$$\Delta V_1 = dZ \times F_1; \quad (1)$$

$$\Delta V_2 = dZ \times F_2(\Delta T). \quad (2)$$

Оценка разности ΔV_{max} между максимально возможным V_{max} и фактическим $V(t)$ объёмами наполнения, т.е. потенциальный резервный объём, может служить для озёр одним из показателей прорывоопасности. Очевидно, что получение регулярных сведений о ΔV_{max} для всей совокупности или репрезентативной выборки рассматриваемых объектов наиболее реально, если для оценки площади и абсолютной высоты поверхности высокогорных озёр в моменты t_2 и t_1 использовать геоинформационные средства обработки спутниковых изображений и цифровую модель рельефа (ЦМР) в качестве топографической основы. При этом время создания ЦМР также должно отражать состояние озёр в моменты t_2 и t_1 . Поэтому основной целью наше-

го исследования служат способы и результаты определения ΔV_{max} для высокогорных озёр при отсутствии форс-мажорных внешних воздействий на подпруживающую плотину.

Для оцифровки контуров озёр в географических координатах использованы их изображения в оптическом диапазоне со спутника среднего разрешения TERRA (сканер ASTER), обеспечивающего глобальное пространственное покрытие снимками территории Земли. Разрешающая способность снимков ASTER — 15 м, что достаточно для надёжной идентификации объектов площадью не менее 1000 м². Повторность сканирования одного и того же объекта равна 16 дням, и это (путём отбраковки нерепрезентативных снимков) позволяет избавиться или уменьшить влияние таких помех, как облачность, сезонный снежный покров и летние снегопады. В расчётах по уравнениям (1) и (2) следует использовать ЦМР SRTM 4.1 или мозаики (tiles) откорректированных файлов ASTER DEM G2 в формате один градус по долготе и по широте.

Наибольшая доля недоуверенности (uncertainty) в оценках изменения объёма озёр методом определения разности высоты поверхности на известной площади за некоторый интервал времени связана с качеством различных версий цифровой модели рельефа: ASTER DEM; ASTER DEM G2; SRTM 4.1. Многочисленные исследования, например [29], показали, что среднеквадратичная ошибка определения абсолютной высоты в ЦМР зависит от ряда объективных причин, в том числе: от количества и качества опорных точек; наличия пробелов и артефактов на стереоснимках; состояния и типа донной поверхности (степь, водная поверхность, лес и пр.). В работе [29] по результатам экспериментов в Японии и США приведены следующие среднеквадратичные ошибки определения абсолютной высоты в ЦМР, м: ASTER DEM — 9,34; ASTER DEM G2 — 8,68; SRTM — 4,01. Поскольку качество перечисленной информации в первом приближении выглядит достаточно приемлемым, изображения со спутника TERRA (сканер ASTER), цифровые модели рельефа SRTM 4.1 (пространственное разрешение 90 м) и мозаики ASTER DEM G2 (пространственное разрешение 30 м) использованы в работе для оценки изменения объёма высокогорных озёр. Одним из способов оценки качества ЦМР с помощью ASTER DEM и ASTER DEM G2

в случае консервативности уровня поверхности озёр может служить сравнение определений высоты Z с использованием крупномасштабной топографической карты или с результатами применения ЦМР SRTM 4.1 как наиболее точной.

Широкое применение рассмотренных далее способов определения параметров озёр для локального, регионального или глобального мониторинга ΔV_{max} представляет собой в основном технологическую задачу, связанную с организацией получения и обработки значительных объёмов регулярной спутниковой информации.

Методика

Степень влияния плотины на естественный режим стока из подпруженного озера можно охарактеризовать таким показателем, как наличие или отсутствие поверхностного стока из озёрной котловины. В первом случае плотина не представляет собой препятствие для естественного руслового стока (например, оз. Яшилкуль — транзитный резервуар для стока р. Гунт), во втором служит потенциальным источником образования резервного объёма воды ΔV_{max} в озёрной котловине в результате форс-мажорных или систематически увеличивающихся её площади и объёма. Предельная величина ΔV_{max} равна разности между объёмами озера при возможном наполнении до максимальной высоты плотины и при современном уровне озера. Оценка ΔV_{max} на основе уравнений (1) и (2) состоит из двух этапов:

1) дешифрирование и оцифровка в географических координатах контура озера на снимке ASTER в видимом диапазоне; определение площади объекта; построение вертикального профиля рельефа в бассейне озера с помощью ЦМР и компьютерных программ ENVI или GLOBAL MAPPER;

2) тематическая обработка результатов первого этапа для получения искоемых значений ΔV_{max} и сопутствующих гляцио-гидрологических характеристик режима озера. Более подробно об этом сказано далее.

Расчёт резервного объёма прорывоопасных озёр. Оценки значимости ΔV_{max} как показателя прорывоопасности подпруженных высокогорных озёр получены на примере бассейна р. Гунт (правый приток р. Пяндж — основной составляющей р. Амударья). Возможная причина регулярного/

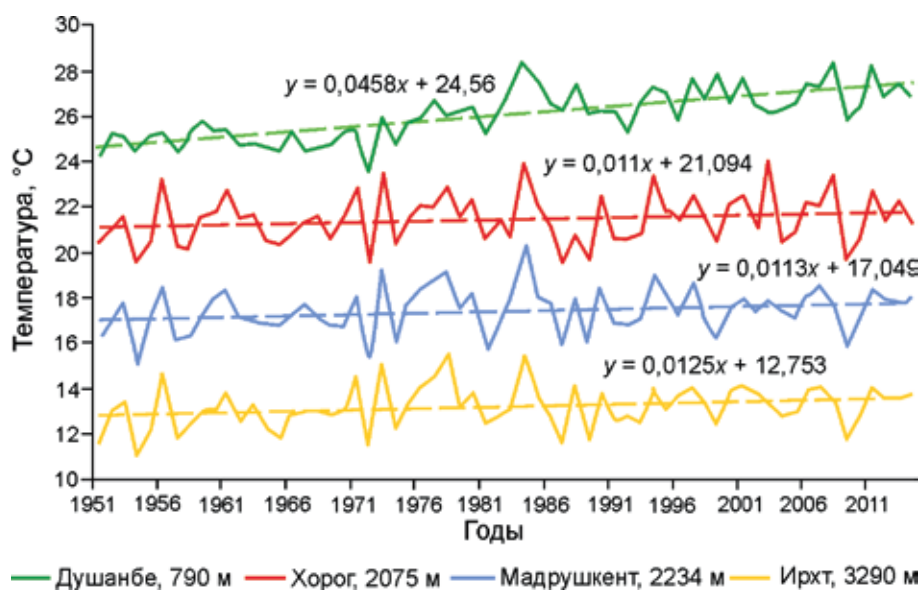


Рис. 1. Многолетнее изменение средней летней температуры воздуха T_s на метеостанциях Памира.

Штриховыми линиями показан линейный тренд T_s для соответствующих метеостанций

Fig. 1. Long-term change in the averaged summer air temperature at the meteorological stations of the Pamirs.

The dashed lines show the linear trend of T_s to the relevant weather stations

систематического увеличения объёма озёр в районе исследования — возрастание притока воды в результате повышенных осадков и/или таяния ледников и снега в бассейне озера, а также ухудшения условий фильтрации воды сквозь плотину. Анализ трендов изменения средней летней температуры воздуха T_s и суммы осадков P за характерные периоды октября—апреля и июня—августа в 1951–2014 гг. выполнен по данным 13 метеостанций (МС) Памира, расположенных на высоте 329–3747 м над ур. моря (36,73–37,43° с.ш., 68,56–72,63° в.д.). На всех метеостанциях отмечен (см. пример на рис. 1) устойчивый синхронный рост температуры воздуха, а по данным четырёх метеостанций — однообразный положительный тренд изменения суммы осадков за октябрь—апрель и июнь—август. Оба этих фактора благоприятны для систематического увеличения объёма прорывоопасных озёр, которое отражают повышение уровня и увеличение площади водоёма. Для оценки резервного объёма ΔV_{max} высокогорных озёр использованы следующие две операции.

1. Оцифровка контура озера в географических координатах на изображениях в оптическом диапазоне со спутника TERRA или в интернет-сервисе GOOGLE EARTH PRO и наложение файла с полученным контуром на цифровую модель рельефа (ЦМР) района, загруженную в программе GLOBAL MAPPER.

2. Далее в среде GLOBAL MAPPER выполняем следующие процедуры: а) определение проекции на горизонтальную поверхность длины за-

данного профиля по тальвегу долины (отрезок AD на рис. 2, а) и половины длины между отметками начала и конца озера (отрезок AB на рис. 2, а, $AB = m_1 = m_2$); б) определение разности ΔZ высоты в точках начала озера и конца профиля AD (отрезок CD на рис. 2, а); в) определение с помощью GLOBAL MAPPER или ArcGIS площади озера при современном уровне воды; г) расчёт максимальной глубины озера H_{max} (отрезок BE на рис. 2, а, а также соответствующее обозначение на рис. 2, б); д) расчёт минимальной высоты H_1 подпруживающей плотины относительно уреза воды (показана как разность высот Z_1 и Z_2 на рис. 2, б, в); е) расчёт резервного объёма озера (см. рис. 2, г) как разности между объёмами заполнения котловины озера до высоты плотины при будущих значениях площади (контур 2 на рис. 2, г) и при современных величинах объёма и площади (контур 1 на рис. 2, г). При этом будущее значение площади озера получаем с помощью ArcGIS или GLOBAL MAPPER после оцифровки в географических координатах изолинии минимальной высоты плотины в цифровой модели рельефа для бассейна озера. На рис. 2, г — это изолиния высоты 3854 м (все высоты в статье даны над уровнем моря). К характеристикам размеров подпруживающей плотины относятся превышение над урезом воды ($H_1 = Z_1 - Z_2$) и толщина завала $H_2 = Z_2 - Z_3$, которые определяются на основе продольного профиля рельефа выше и ниже озера, получаемого с помощью ЦМР и программ ENVI или GLOBAL MAPPER.

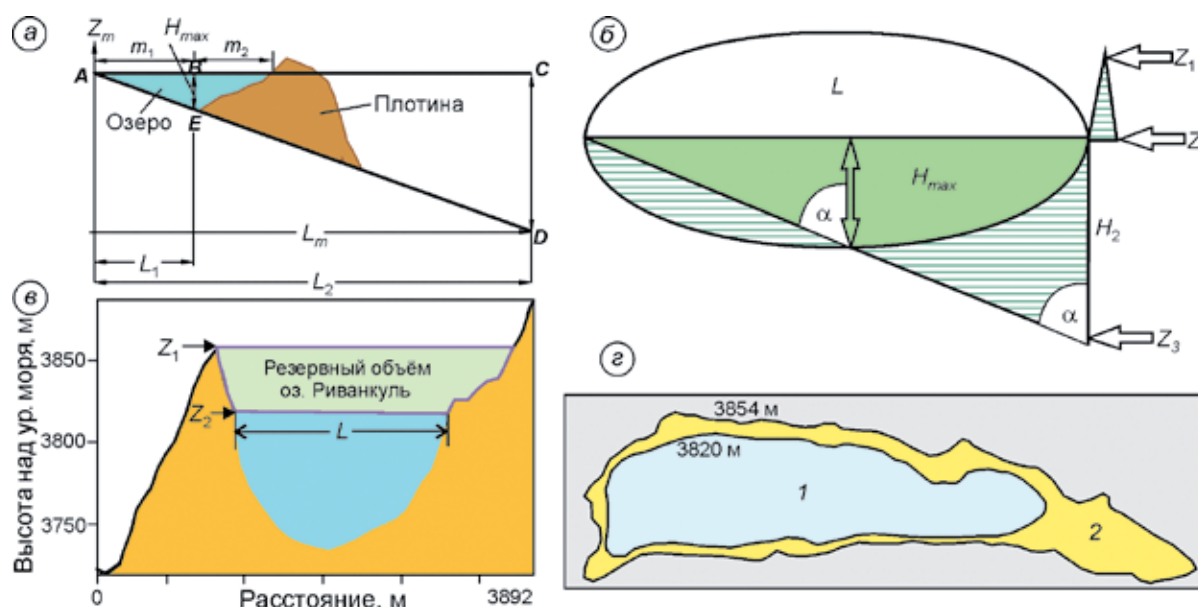


Рис. 2. Определение морфометрических параметров озера:

a – схема расчёта максимальной глубины высокогорного озера по материалам дистанционного зондирования и цифровой модели рельефа; по оси ординат – высота над уровнем моря, по оси абсцисс – расстояние, м; объяснение см. в тексте; *b* – аппроксимация вертикального профиля глубины по продольной оси высокогорного озера: Z_1 – абсолютная высота плотины над уровнем моря; Z_2 – абсолютная высота уреза воды; Z_3 – минимальная отметка подпруживающей плотины над уровнем моря; $H_2 = Z_2 - Z_3$; H_{max} – максимальная глубина; *c* – вертикальный профиль котловины оз. Риванкуль; высота плотины равна $Z_1 - Z_2$; L – длина озера; *d* – изменение площади оз. Риванкуль в зависимости от разности высот ΔZ между уровнем озера Z_2 и подпруживающей плотины Z_1 , т.е. $\Delta Z = Z_1 - Z_2$. 1 – современная площадь ($\Delta Z = 40$ м); 2 – возможная площадь озера ($\Delta Z = 0$ м); 3820 и 3854 – соответственно изолинии высоты уровня оз. Риванкуль и верхней части подпруживающей плотины, м

Fig. 2. Determination of morphometry parameters of lake.

a – scheme for calculating the maximum depth of an alpine lake on materials of remote sensing and digital terrain model; explanation in the text; *b* – approximation of the vertical profile of the depth of the longitudinal axis of the alpine lake. Z_1 – absolute altitude of the dam above sea level, Z_2 – absolute altitude of the water's edge, Z_3 – minimum mark of the dam above sea level, L – length of the lake, $H_2 = Z_2 - Z_3$, H_{max} – maximum depth; *c* – vertical profile of the basin of the Rivankul Lake. The height of the impounded dam = $Z_1 - Z_2$, L – length of the lake; *d* – change in the area of Rivankul Lake depending on the difference ΔZ between the elevations of the level lake Z_2 and impounded dam Z_1 , $\Delta Z = Z_1 - Z_2$. 1 and 2 are current ($\Delta Z = 40$ m) and possible area ($\Delta Z = 0$ m) of the lake. 3820 and 3854 – are correspondingly isolines of elevation for the Rivankul Lake level and upper part of impounded dam

Изложенные операции выполнены для 74 высокогорных озёр в бассейнах рек Гунта и Шахдары – притока Гунта (рис. 3). В этой выборке минимальная площадь озера равна 0,064 км², а максимальная – 43,9 км². Относительная высота подпруживающей плотины над урезом воды изменялась от 0 до 78 м. В данном случае нулевая высота плотины указывает на свободный поверхностный сток из озера. Далее, в качестве примера, приведены результаты расчёта потенциального резервного объёма ΔV_{max} трёх озёр (Риванкуль, Зардив и Чапдара), который, при соответствующих значениях увеличения площади на 0,68, 0,41 и 0,24 км² и превышении плотины над современным уровнем воды на 40, 78 и 7 м составляет 25,9 млн м³ (103%), 12,3 млн м³ (80%) и

14,1 млн м³ (11%). В скобках указана доля ΔV_{max} от современного объёма. Наибольшую опасность представляет собой заполненное до верха плотины оз. Риванкуль, прорывная волна которого и вызванный ей сель могут достигнуть г. Хорог.

Изменение минимальной относительной высоты подпруживающей плотины H_1 над урезом воды, наряду с ΔV_{max} , служит важным показателем прорывоопасности озера при регулярной/систематической дистанционной оценке его параметров. Очевидно, чем больше H_1 , тем продолжительнее будет процесс заполнения озера до верха плотины при постепенном росте уровня в условиях современного увеличения средней летней температуры воздуха (см. рис. 1) и отсутствия форс-мажорных разрушений подпруживающей плотины. Резуль-

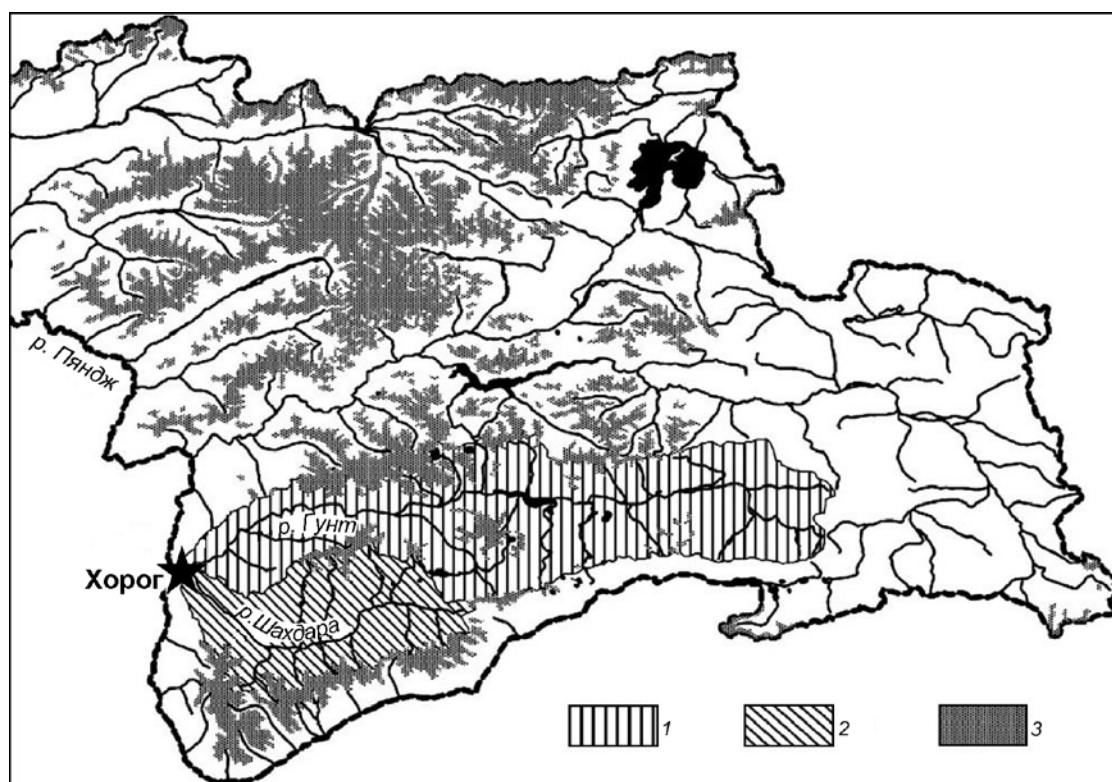


Рис. 3. Гидрографическая схема бассейнов рек Гунт (1), Шахдара (2) и сопредельной территории Памира (3 – ледники)

Fig. 3. Hydrography sketch of Gunt (1) and Shahdara (2) river basins and adjacent territory of the Pamir (3 – glaciers)

таты расчёта параметров этого процесса на примере оз. Риванкуль приведены в следующем разделе.

Расчёт притока талой воды в высокогорное озеро. Формирование ежегодного притока воды W_R в оз. Риванкуль, расположенного на высоте 3510 м, происходит почти исключительно благодаря таянию снега и льда на площади оледенения и снега на внеледниковой территории. Площадь водосбора оз. Риванкуль F_{bas} равна 45,1 км², средняя взвешенная высота – 4378 м, коэффициент оледенения составляет 38%. По оценке [16], сезонный снег в конце августа ставится в бассейне Гунта на высотах от 4500 до 5000 м. Расчёт изменения W_R в 1931–2015 гг. в связи с ростом средней летней температуры воздуха выполнен путём определения составляющих упрощенного уравнения водного баланса:

$$W_R = k_1 \times (P - E)_{Z0} \times F_{bas} + k_2 \times Ab(Z2) \times F_{gl}, \quad (3)$$

где k_1 – коэффициент стока с внеледниковой поверхности бассейна озера, равен 0,70; k_2 – коэффициент стока с площади оледенения F_{gl} , равен 0,89 с учётом, согласно [13], потерь на

внутреннее питание в областях аккумуляции ледников; P и E – соответственно годовые слои осадков и испарения на средней взвешенной высоте бассейна Риванкуль $Z0$; $Ab(Z2)$ – годовой слой абляции на средней высоте ледника $Z2$ (аналог фирновой границы).

Для определения составляющих правой части уравнения (3) использованы технологии ГИС, известные источники данных, апробированные гляциологические методы и зависимости [4, 10, 13, 16, 19, 20, 26, 30, 33]. Расчёт годовых осадков P_y на высоте $Z0$ выполнен по эмпирической формуле для бассейна Гунта:

$$P_y = 19\,631 - 254,2 \times Long + 0,2 \times Alt - 40,9 \times Lat, \quad (4)$$

где $Long$ и Lat – соответственно долгота и широта пункта, градусы; Alt – высота, м.

Для расчёта испарения использована методика, подробно изложенная в работе [26]. Изменение осадков в 1931–2015 гг. при определении W_R не принято во внимание ввиду отсутствия многолетнего ряда данных P_y , полностью синхронного с температурой воздуха. В итоге средние

Таблица 1. Параметры оледенения и средний приток талой воды в оз. Риванкуль за 1931–1960, 1961–1990, 1991–2015

Источник	Параметры оледенения					Средняя летняя температура воздуха на высоте Z2 $T_s(Z2)$, °C			Средняя годовая абляция на высоте Z2 $Ab(Z2)$, мм			Средний годовой объём стока от таяния снега и льда на площади F_{gl} $Vol(F_{gl})^*$, млн м ³		
	Число ледников N_{gl}	площадь ледников F_{gl} , км ²	высота, м											
			min Z1	mean Z2	max Z3	1931–1960	1961–1990	1991–2015	1931–1960	1961–1990	1991–2015	1931–1960	1961–1990	1991–2015
[30]	19	16,9	4623	4857	5091	–2,0	–1,9	–1,7	448	464	499	6,7	7,0	7,5
[27]	29	18,9	4676	4863	5159	–2,0	–1,9	–1,7	440	456	491	7,4	7,7	8,2
[17]	20	16,0	4690	4906	5196	–2,4	–2,3	–2,1	384	399	430	5,5	5,7	6,1
Среднее		17,3	4663	4875	5149	–2,1	–2,0	–1,8	421	437	470	6,6	6,9	7,4

* $Vol(F_{gl}) = Ab(Z2) \times F_{gl} \times K_R$; $K_R = 0,89$ – коэффициент стока.

годовые значения P_y и E на высоте Z0 бассейна оз. Риванкуль оказались равными соответственно 548 и 269 мм. Величина P_y хорошо согласуется со значением максимальных снегозапасов 320–550 мм в интервале высот 4500–5000 м, приведённых в [4] для средней части Гунта.

Значение $Ab(Z2)$ найдено по следующей формуле из работы [13]:

$$Ab = 1,33 \times (T_s + 9,66)^{2,85}, \quad (5)$$

где для оценки средней летней температуры воздуха T_s на высоте Z2 использована экстраполяция данных метеостанции Хорог по линейной зависимости $T_s = T_s(Z)$ с вертикальным градиентом 8,36 °C/км, принятым в соответствии с исследованиями этой задачи в работе [10]. При расчёте $Ab(Z2)$ учтено многолетнее изменение T_s в 1931–2015 гг. Результаты определения притока в оз. Риванкуль в 1931–2015 гг. талой снеговой и ледниковой воды с площади оледенения в этом бассейне представлены в табл. 1. Ввиду несогласованности морфометрических параметров оледенения в имеющихся Каталогах [20, 30, 33] использованы данные из трёх источников и для каждого выполнены расчёты величины $Ab(Z2)$ в уравнении (3). Суммарный годовой объём притока W_R за 1931–2015 гг. в среднем оказался равным 15,5 млн м³. Эта величина подтверждается независимой оценкой стока в озеро по формуле $W_R = Mo \times F_{bas} = 14,2$ млн м³, где Mo – модуль стока, л/(с·км²). Для расчёта Mo как функции средневзвешенной высоты Alt (м над ур. моря) по данным из работы [19] получено линейное уравнение (6) для рек снегово-ледникового питания в бассейне Пянджа:

$$Mo = 105,0 - 0,022 \times Alt. \quad (6)$$

Коэффициент детерминации этой формулы – 0,78. Как видно из табл. 1, средний годовой при-

ток талой воды в оз. Риванкуль с площади оледенения в 1991–2015 гг. увеличился на 0,8 млн м³ по сравнению с 1931–1960 гг. Если предположить продолжение прироста поступления талой воды с той же интенсивностью и полагать, что он полностью будет уходить на сокращение резервного объёма оз. Риванкуль, то объём ΔV_{max} может быть заполнен ориентировочно за 32 года. Эта оценка – один из важных результатов исследования поставленной проблемы. Аналогичный расчёт можно выполнить для других прорывоопасных озёр в бассейнах рек Памира.

Определение глубины и объёма озёр. Обоснованным и однозначным вариантом дискретного определения объёма озера служит выражение

$$V = \bar{D} \times F, \quad (7)$$

$$\text{где } \bar{D} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i, \text{ а } F = \sum_{k=1}^M dF_k.$$

В этих формулах $\bar{D}$ – средняя глубина озера; F – площадь озера; N – число батиметрических измерений глубины d_i ; M – число ячеек в регулярной сетке для определения площади; dF – размер ячейки по долготе и широте в растровом изображении озера. Качество определений V по формуле (7) зависит от N и dF . Массовые оценки V по формуле (7) нереальны из-за трудностей получения достаточного количества прямых измерений глубины d_i . В связи с этим предложен [11] способ параметризации (7) в виде выражения $V = H_{max} \times F$, включающий в себя модель пространственного распределения d_i . Здесь H_{max} – максимальная глубина озера, приуроченная, как правило, к середине его длины. Кроме того, в результате корреляционного анализа выборки из 103 измерений V , F , H_{max} , $H_{mean} = \bar{D}$ установлено практическое равенство коэффици-

Таблица 2. Исходные данные и параметры уравнений для расчёта объёма озёр

Заданные пределы площади F , км	Число случаев N	Площадь озера F в выборке, км ²		Параметры в формуле $V = aF^b$		Коэффициент детерминации R^2	Верхний предел величины F , для которого интегральное распределение $P(F) = 85\%$, км ²
		min	max	a	b		
$< 0,1$	86	0,00004	0,1	9,6	1,23	0,92	0,033 (73)*
$0 < F < 0,4$	115	0,00004	0,4	13,8	1,28	0,94	0,200 (98)
$F > 0,1 \leq 0,4$	29	0,103	0,4	21,5	1,54	0,39	—
$1,0 \leq F < 36$	22	1,34	35,8	21,0	1,50	0,82	—
$0 \leq F < 1,0$	136	0,00004	0,96	13,8	1,28	0,94	0,440 (116)

*В скобках дано число случаев с F большим или равным верхнему пределу.

ентов детерминации ($R^2 = 0,75 \div 0,74$) уравнений регрессии $V = f(H_{mean}, F)$ и $V = f(H_{max}, F)$. Минимальное и максимальное значения переменных V , F , H_{max} , H_{mean} в данной эмпирической выборке были равны соответственно $0,00004 \div 120$ млн м³, $0,00004 \div 3,9$ км², $0,6 \div 143$ м и $0,4 \div 73$ м. Коэффициенты детерминации уравнений регрессии $V = f(H_{mean}, F)$ и $V = f(H_{max}, F)$ варьировали от 0,58 до 0,88 в различных диапазонах V , что подтверждает приемлемость параметризации формулы (7) уравнением регрессии $V = f(H_{max}, F)$.

Расчёт максимальной глубины озёр в бассейне р. Гунт выполнен двумя способами. Первый, изложенный в работе [11], основан на принятии двух положений: 1) максимальная глубина озера H_{max} находится вблизи середины длины озера; 2) продольный вертикальный профиль глубины озера от его начала до подпруживающей плотины может быть аппроксимирован полуэллипсом, вписанным в прямоугольный треугольник (см. рис. 2, б). Оба этих положения основаны на обобщении результатов батиметрических съёмок высокогорных озёр. Формула для расчёта H_{max} имеет следующий вид [11]:

$$H_{max} = \frac{L}{2} \cdot \frac{1}{\operatorname{tg}(\arctg(L/H_2))}. \quad (8)$$

Для получения выражения (8) использованы геометрические соотношения между сторонами и углами прямоугольного треугольника и достаточно реалистичное условие постоянства угла наклона склона α по длине L . Тогда в обозначениях на рис. 2, б $\operatorname{tg} \alpha = L/H_2$, где значения L и H_2 полагаем известными в результате обработки ЦМР бассейна озера. Для расчёта H_{max} на середине длины L применена другая формула геометрии прямоугольного треугольника, которая применительно к нашей задаче записана в следующем виде: $H_{max} = 0,5L \times \operatorname{ctg} \alpha$. Обоснованием для вто-

рого способа служит условие геометрического подобия треугольников ABE и ACD (см. рис. 2, а), параметры которых для заданного контура озера и его окрестности определяем в среде GLOBAL MAPPER (см. раздел «Расчёт резервного объёма прорывоопасных озёр»). Поскольку в данном и аналогичных случаях коэффициент подобия $K_p = L_1/L_2$, максимальная глубина H_{max} (отрезок BE на рис. 2, а) на середине длины озера равна произведению $\Delta Z K_p$. Смысл L_1 и L_2 понятен из рис. 2, а. Для пересчёта H_{max} в среднюю глубину озера H_{mean} получена [9] эмпирическая формула $H_{mean} = H_{max}/2,78$ (размерность — метры). Несмотря на различия в обосновании обоих способов определения H_{max} , они дают близкие результаты.

В литературе, например [9, 21, 22, 24], распространён расчёт объёма озера по одномерным формулам $V = aF^b$, где a и b — локальные эмпирические коэффициенты. Общие недостатки локальных формул $V = aF^b$ в работах [9, 21, 22, 24] — ограниченная информационная выборка, использованная для корреляционного анализа, и неизученность правомерности пространственной экстраполяции локальных эмпирических коэффициентов. Ранее в работе [11] была подготовлена база данных по 141 озеру, которые расположены в разных регионах Земли. В настоящее время число озёр в этой базе увеличено до 158 и формула вида $V = aF^b$ (размерность — млн м³) получена для интервалов площади F , перечисленных в табл. 2. Установлено также, что, наряду с формулой $V = aF^b$, эффективным для расчёта объёма озера оказалось выражение $V = c_1 F^2 + c_2 F + c_3$, где $c_1 - c_3$ — эмпирические параметры.

В принципе, расчёт объёма озера по одномерным формулам $V = aF^b$ и $V = f(c, F)$ — физически некорректная процедура, поскольку в этих формулах отсутствует глубина озера. Наличие эмпирических зависимостей $V = aF^b$ и $V = f(c, F)$, с одной

Таблица 3. Средняя относительная ошибка расчёта объёма озёр δV для двух районов

Показатели	Тянь-Шань	Перу
Число озёр	25	32
Пределы площади озёр, км ²	0,007–1,40	0,008–1,48
Ошибка расчёта объёма озёр δV (%) по данным:		
[18]	482,7	69,7
[8]	478,3	77,6
[21]	478,4	69,2
авторов статьи	179,0	60,3

стороны, объясняется преднамеренным расширением диапазона значений функции V и аргумента F , что способствует искусственному увеличению коэффициента корреляции, с другой – возможно неявному учёту глубины в использованных наборах V и F . Вероятно, чем больше и разнообразнее такие наборы, тем меньше влияние неучёта глубины озера в каждой отдельной выборке значений V и F . Именно этот подход реализован при получении нашего варианта формулы $V = aF^b$ в табл. 2.

Решающим аргументом при выборе эмпирической формулы $V = V(F)$ служит её проверка на независимых данных, которая выполнена нами по материалам батиметрических измерений объёма 25 озёр на Тянь-Шане [15] и 32 озёр в Перу [29], площади которых изменялись от 0,007 до 1,4 км². Использованы формулы $V = aF^b$ из работ [9, 21, 24] и наша формула для интервала $0 \leq F < 1,0$ из табл. 3. Средняя относительная ошибка расчёта объёма озёр по различным формулам приведена в табл. 3. Как видно, лучшие результаты показала наша формула, поскольку она менее всего завышает объём. Аналогичные средние относительные ошибки (62, 225 и 657%) рассчитанного объёма озёр по формуле типа $V = aF^b$ с различными эмпирическими коэффициентами получены в работе [22].

Обсуждение

Объём высокогорных озёр V служит одной из основных характеристик для мониторинга их размеров, расчёта и прогноза гидрологического режима озёр. Очень часто такой расчёт выполняют, например в [9, 21, 24 и др.], по упрощённым эмпирическим формулам $V = aF^b$ или уравнениям регрессии $V = f(c, F)$ (здесь F – пло-

щадь озера; a, b, c – эмпирические параметры). Коэффициенты этих уравнений однозначно зависят от размера и состава эмпирической выборки. Поскольку площадь F – один из факторов (глубина, периметр, коэффициент формы, отношения параметров морфометрии и др.), определяющих объём озера, при построении эмпирической зависимости $V = V(F)$ необходимо использовать значения F , удовлетворяющие принципу «при прочих равных условиях».

Несоблюдение этого принципа неизбежно приведёт к появлению завышенной или «ложной» корреляции. Так, в работе [24] формула $V = aF^b$ получена по данным о V и F для 15 озёр, причём для 13 из них площадь была неравномерно распределена в интервале 0,0035–1,6 км², а площадь остальных двух была 5 и 6 км². Очевидны неоднородность состава эмпирической выборки и ограниченность её размера. Другие параметры (a и b) в формуле типа $V = aF^b$ найдены [9] по данным для 32 озёр на Кавказе, при этом площадь 31 озера изменялась от 0,00036 до 0,065 км². Площадь 32-го озера была равна 0,1494 км², и она существенно повлияла на вид зависимости $V = V(F)$ и параметры уравнения для расчёта объёма как функции площади.

Априорная оценка качества расчёта объёма неизученных озёр остаётся пока нерешённым вопросом, поскольку при пространственной экстраполяции модели продольного профиля глубины озера, описанной в разделе «Определение глубины и объёма озёр», следует учитывать также различия морфометрических параметров (отношения периметра к площади, длины к ширине, длины к H_{max}) и влияние многих генетических факторов на формирование и режим озёр. К этим факторам относятся: условия фильтрации воды через плотину; интенсивность накопления донных осадков в озере; расстояние от озера до питающего его ледника; подводные формы рельефа; пороги, формирующие борта и днище озёрной котловины. Из этого следует, что уравнения регрессии $V = f(H_{max}, F)$ должны быть основаны на выделенных из генеральной совокупности однородных группах озёр. В качестве первого приближения при создании таких групп в настоящей работе был использован размер озёр. Дальнейшее улучшение уравнения регрессии $V = f(H_{max}, F)$ может быть получено при учёте морфологического типа озёр по аналогии с предложением [22] по совершен-

ствованию другой формулы для расчёта объёма $V = f(F)$. При этом целесообразно ориентироваться на наиболее распространённые и прорывоопасные типы озёр. Например, на территории Кыргызстана к этой категории относятся моренные и моренно-ледниковые озёра [6]. Продолжение нашего исследования будет направлено на пополнение имеющейся глобальной совокупности сведений об озёрах и извлечение из неё групп с характерными размерами и морфологическими типами.

Заключение

1. Множество высокогорных озёр разнообразных форм, размеров и генезиса служит одним из элементов ландшафта на всех континентах Земли. Потенциально наиболее прорывоопасными могут быть моренные и моренно-ледниковые озёра. Такие озёра широко распространены во всех областях горного оледенения Земли. К данным о числе и площади высокогорных озёр, упомянутых в ранее процитированных работах [28, 31], добавим далеко не полный ряд региональных сведений. Ниже после названия региона в квадратных скобках приведены ссылки на источник, а в круглых (через разделительный знак) — предварительные оценки числа и площади озёр:

а) горные области Бутана, Непала, Индии, Китая, Пакистана [25] (8790/801,83 км²);

б) Большой Кавказ [7] (1852/95,8 км²);

в) горные области некоторых стран Западной Европы, исключая озёра площадью более 100 км², [<https://ru.wikipedia.org/>], [<http://ru.encydia.com/en/>], [<https://en.wikipedia.org/>], Австрия (44/220,1 км²), Исландия (44/69,7 км²), Норвегия (317/5100,1 км²), Швейцария (276/640,2 км²);

г) Канада [27] (175/15,0 км²);

д) Таджикистан, кроме озёр Каракуль и Сарезского, [18] (1300/245 км²);

е) Кыргызстан, кроме озёр Иссык-Куль, Сонкуль, Чатыркуль, [<https://en.wikipedia.org/>] (1920/150 км²).

Информация по перечисленным озёрам весьма неоднородна. Преобладают данные о площади озёр. После расширения списка горных областей следует выбрать более содержательные данные и использовать их для совершенствования расчёта объёма озёр по формулам

$V = aF^b$, $V = f(H_{max}, F)$, как это сделано в работе [11] и в разделе, посвящённом определению глубины и объёма озёр (результаты см. в табл. 2), и, в конечном счете, создать региональные каталоги высокогорных озёр.

2. В число превентивных мер по уменьшению ущерба от стихийных природных явлений в бассейнах рек Памира должна входить система дистанционного мониторинга опасных и особо опасных гидрологических явлений, содержащая, как минимум: а) сведения о распространении прорывоопасных озёр и их морфометрических параметрах по данным спутниковых и наземных обследований; б) базу данных о современном оледенении Памира и его динамике; в) сведения об объектах, подверженных ущербу в результате стихийных природных явлений; г) климатические, гидрологические и почвенно-геологические характеристики Памира, имеющие значение для оценки состояния высокогорных озёр и прогноза их переполнения или возможного прорыва.

3. Рассмотренные в работе характеристики озёр (площадь, текущий и резервный объёмы, превышение подпруживающей плотины над урезом воды и условия стока из них) следует использовать в качестве показателей прорывоопасности. В нашей работе показано, что эти параметры легко поддаются определению с помощью цифровой модели рельефа, изображений со спутников среднего разрешения и применения гляцио-гидрологических методов расчёта притока воды в озеро. При оценке изменения высоты поверхности озёр необходимо избегать разности близких значений уровня.

4. Параметризация формулы «объём озера V равен произведению площади F на среднюю глубину D » региональными/локальными уравнениями регрессии $V = f(H_{max}, F)$ физически более корректна по сравнению с эмпирической формулой $V = aF^b$, поскольку включает в себя площадь и глубину озера.

Литература

1. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 154 с.
2. Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 143 с.

3. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 319 с.
4. Геткер М.И., Царев Б.К., Архипова О.М., Усмано-ва Д.Ш. Методические рекомендации по определению характеристик режима снежного покрова в горах Средней Азии. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1988. 147 с.
5. ГОСТ Р 22.1.08–99. Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Мониторинг и прогнозирование опасных гидрологических явлений и процессов. М.: ИПК Изд-во стандартов, 2003. 11 с.
6. Ерохин С.А. Мониторинг прорывоопасности горных озер Кыргызстана: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Бишкек: Институт водных проблем и гидроэнергетики, 2012. 158 с.
7. Ефремов Ю.В. Новые данные об озерах Центрального Кавказа // Изв. РГО. 1991. Т. 123. Вып. 6. С. 515–518.
8. Казахстанская Энциклопедия. www.encyclopedia.kz; <https://ru.wikipedia.org/wiki/Иссык>
9. Кидяева В.М. Оценка потенциальной опасности при прорывах горных озер: Автореф. канд. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М: МГУ, 2014. 29 с.
10. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 237 с.
11. Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг прорывоопасных озер на Памире // Криосфера Земли 2009. Т. XIII. Вып. 4. С. 80–89.
12. Коновалов В.Г. Наполнение и сброс воды из прорывоопасного озера Мерцбахера (Тянь-Шань) // Геориск. 2012. № 4. С. 26–38.
13. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 287 с.
14. Ли Дэвис. Природные катастрофы: Т. 1. Смоленск: Русич, 1996. 181 с.
15. Озера Тянь-Шаня и их история / Ред. А.В. Шнитников. Л.: Наука, 1980. 230 с.
16. Оледенение Памиро-Алая / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1993. 256 с.
17. Оценочные доклады по возникающим экологическим проблемам Центральной Азии. Устойчивость горных озер Центральной Азии. Риски воздействия и принятия мер. Ашхабад, 2006. 134 с.
18. Реки и озера Таджикистана. Душанбе: изд. Главного управления по гидрометеорологии и наблюдениям за природной средой Министерства охраны природы Республики Таджикистан, 2003. 23 с.
19. Шульц В.Л., Шалатова Л.И., Лукина Н.К., Видинева Е.М. Гидрологическая характеристика верхней части бассейна Амударьи. Ташкент: Фан, 1975. 122 с.
20. Щетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент: изд. САНИГМИ, 1997. 148 с.
21. Anacona P. I., Norton K.P., Mackintosh A. Moraine-dammed lake failures in Patagonia and assessment of outburst susceptibility in the Baker Basin // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2014. 14. P. 3243–3259. doi: 10.5194/nhess-14-3243-2014.
22. Cook S.J., Quincey D.J. Estimating the volume of Alpine glacial lakes // Earth Surface Dynamics. 2015. № 3. P. 559–575. doi: 10.5194/esurf-3-559-2015.
23. Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods in Nepal. Kathmandu: ICIMOD, 2011. 109 p.
24. Huggel C., Kääh A., Haeberli W., Teyssie P., Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. Canadian // Geotechnical Journ. 2002. V. 39. № 2. P. 316–330.
25. Ives J.D., Shrestha R.B., Mool P.K. Formation of Glacial Lakes in the Hindu Kush-Himalayas and GLOF Risk Assessment. Kathmandu: International Centre for Integrated Mountain Development, 2010. 66 p.
26. Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia // Journ. GES. 2015. V. 8. № 2. P. 13–29.
27. McKillop R.J. Objective preliminary assessment of outburst flood hazard from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia: MS Thesis. Canada, Simon Fraser University, Vancouver, 2005. 153 p.
28. Mergili M., Schneider J.F. Regional-scale analysis of lake outburst hazards in the southwestern Pamir, Tajikistan, based on remote sensing and GIS. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. № 11. P. 1447–1462. doi: 10.5194/nhess-11-1447-2011.
29. Meyer D. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. NASA LP DAAC and the Joint Japan-US ASTER Science Team, 2011. 26 p.
30. Randolph Glacier Inventory. Version 5, released 20 July 2015. <http://www.glims.org/RGI/index.html>
31. Rodríguez Portocarrero C.A. The glacial lake handbook reducing risk from dangerous glacial lakes in the Cordillera Blanca, Peru. The Mountain Institute Washington, DC, 2014. 69 p.
32. Stone K.H. The annual emptying of Lake George, Alaska. Department of Geography, University of Wisconsin, 1952. P. 26–40.
33. WGI – World Glaciers Inventory. Version 11/19/2007. <http://nsidc.org/data/g01130.html>

Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле зданий© 2016 г. В.А. Лобкина^{1*}, И.А. Кононов¹, А.А. Потапов²¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск;²Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск^{1*}valentina-lobkina@rambler.ru**Remote monitoring of the snow loads on a roof of buildings**V.A. Lobkina^{1*}, I.A. Kononov¹, A.A. Potapov²¹Far East Geological Institute, Far East Branch of the RAS, Sakhalin Department, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia;²Special Design Office of the Automation Device for Marine Research, Far East Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia^{1*}valentina-lobkina@rambler.ru

Article accepted for publication on September 11, 2015

Keywords: *monitoring, snow accumulation, snow depth, snow load.***Summary**

Obtaining actual data on a change in the value of snow load for a snowfall is an important task the solution of which is usually neglected. The purpose of the work was to obtain a data on dynamics of the snow load change on a roof for a snowfall. A system for remote monitoring of the snow load was developed for this purpose. This system allows continuous gathering and transmission of the data on the snow load change from a unit of area. Obtaining this information gives an indication of the size of snow loading and dynamics of the snow accumulation during snowfall. The developed system provides continuous collection and transmission of data about the changing snow load per unit area. This information makes possible judging values of the snow load and its dynamics during a snowfall. Using of this system allows monitoring of snow accumulation during a snowfall. Discreteness of the system is 1 minute, and the sensitivity to the load change is 50 g. The platform is designed for a load less than 100 kg. When a snowfall ends the platform should be cleaned. In 2015, the system has been just tested, but in future we plan to use the system without cleaning for the whole snow season. In this connection, the more powerful sensors will be used.

The system consists of a rectangular platform with an area of 1 m², and it is equipped with four load cells «TOQUES» BBA at the corners. It was used for two months from late January to mid-March. In total, nine snowfalls were observed. In the winter season of 2014/15, increases of snow loads changed within the range of 10–100 kg/m². Analysis of the data shows that the maximum snow load exerted on the roof takes place at a snowfall peak, after that it decreases under the influence of external factors. Three main factors influencing formation of the snow loads on a flat roof are as follows: the quantity of solid precipitation, the snow melting, and redistribution of snow by wind. Using of the system allows obtaining actual values of snow load on roofs of buildings instead of data calculated from the snow weight on the ground. These values can be then used to correct standards for the snow loads.

*Статья принята к печати 11 сентября 2015 г.***Ключевые слова:** *мониторинг, снеговая нагрузка, снегонакопление, толщина снежного покрова.*

Разработана система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на горизонтальную поверхность, которая представляет собой весовую платформу, оснащённую тензодатчиками и подключённую к подсистеме аналого-цифрового преобразования данных с передачей их на компьютер. Анализ данных, полученных на территории г. Южно-Сахалинск зимой 2014/15 г., показал, что максимальная нагрузка на поверхность кровли зданий во время снегопада может существенно превышать среднюю нагрузку, оценённую за весь сезон.

Введение

Величина снеговой нагрузки — важная характеристика, учитываемая при проектировании зданий и сооружений в регионах с устойчивым снежным покровом. В настоящее время значение снеговой нагрузки, используемое для проектирования, получается путём пересчёта снеговой нагрузки на грунт на основе максимальной

толщины и плотности снежного покрова [12], независимо от условий его формирования, и умножением полученной нагрузки на коэффициенты, описывающие переход к нагрузке на кровлю, уклон кровли, воздействие ветра [3, 4]. Умножение на данные коэффициенты уменьшает нагрузку, при этом не учитывается, что процессы, которые описываются уменьшающими коэффициентами, могут воздействовать

на снежный покров и на грунте: аналог уклона кровли — это естественный откос, аналог воздействия ветра — снегоперенос.

Анализируя случаи обрушения кровель на территории Российской Федерации [7, 13], можно сделать вывод, что основное число обрушений произошло не из-за их постепенного нагружения в течение зимы, а из-за резкого увеличения снеговой нагрузки за короткий промежуток времени — во время снегопада, когда снег не успевает равномерно распределиться по всей площади, что ведёт к обрушению кровли в результате критического увеличения нагрузки на её отдельные участки. Оценка прироста величины снеговой нагрузки на кровлю в течение снегопада может существенно повлиять на общее рассмотрение проблемы снегонакопления на кровле и на нормирование снеговой нагрузки. Однако данному вопросу обычно не уделяется должного внимания.

Цель работы — получить данные о динамике изменения снеговой нагрузки за снегопад. Для этого была разработана система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки (далее — система). Разработанная система обеспечивает непрерывный сбор и передачу данных об изменении снеговой нагрузки на единицу площади. Такая информация позволяет судить о величине снеговой нагрузки и о динамике снегонакопления в течение снегопада. Подобная информация служит основой для научно-исследовательских и проектно-изыскательских работ в регионах, где влияние снежного покрова на хозяйственную деятельность имеет большое значение.

Описание системы

Система представляет собой квадратную платформу площадью 1 м^2 (рис. 1, а), оборудованную четырьмя тензодатчиками «ТОКВЕС» ВВА (рис. 2) по углам. Тензодатчик «ТОКВЕС» ВВА представляет собой балку, которая одним концом фиксируется неподвижно, а на другой конец прикладывается сила. Чувствительный элемент закрыт защитным кожухом в виде сильфона. Датчики имеют высокую точность и высокий класс защиты от влаги. Тензодатчики подключены к суммирующей коробке (см. рис. 1, б), в которой на основе значений нагрузки, полученных с датчиков, рассчитывается фактическая масса снега. Суммирующая коробка подключена к весовому индикатору «ТОКВЕС» SH-50 (см. рис. 1, в), через который выполняются предварительная настройка и калибровка весов. После настройки значение текущей массы с суммирующей коробки приходит на индикатор и отображается на электронном табло. Весовой индикатор оснащён интерфейсом RS485, позволяющим передавать данные на другие устройства, в том числе и на персональный компьютер по протоколу Modbus. В нашем случае было необходимо записывать данные на электронный носитель в режиме реального времени, поэтому весовой индикатор был подключён к персональному компьютеру. Для связи с компьютером в описываемой системе использовался конвертер «Bolid» USB-RS485 (см. рис. 1, г).

Авторы также разработали программу на языке C#, принимающую данные с USB-порта,



Рис. 1. Схема системы дистанционного мониторинга снеговой нагрузки (а–г — см. текст)

Fig. 1. Scheme of the system of snow load remote monitoring (a–g — see Text)



Рис. 2. Тензодатчик «ТОКВЕС» ВВА, используемый в системе

Fig. 2. The strain gages «TOKVES» ВВА, used in the system

подключённого к индикатору, и сохраняющую их в удобном для дальнейшей работы формате (в формате «.xls»). Данные принимаются с дискретностью в 1 минуту, чувствительность к изменению нагрузки составляет 50 грамм. Платформа рассчитана на нагрузку, не превышающую 100 кгс/м². После снегопада платформа нуждается в расчистке. В 2015 г. система была запущена в тестовом режиме, в дальнейшем планируется работа системы без расчистки в течение всего периода залегания снежного покрова, поэтому планируется использовать датчики, рассчитанные на большую нагрузку.

Результаты наблюдений

В январе 2015 г. проведено тестирование системы на территории г. Южно-Сахалинск. Платформа была установлена на плоской крыше трёхэтажного здания. Площадь кровли — 3570 м², ориентация крыши — С—Ю (господствующее направление ветров во время метелей). Весовой индикатор и система приёма и обработки данных устанавливались в помещении. Проверялась возможность получения данных об изменении величины прироста снеговой нагрузки во время снегопада.

По метеорологическим условиям зимний сезон 2014/15 г. можно характеризовать как нетипичный для Южно-Сахалинска. В течение периода наблюдений были оттепели, дожди, а также смешанные виды осадков, к воздействию которых система не была подготовлена. Сумма среднемесячных температур за холодный пери-

од по ГМС Южно-Сахалинск в среднем равна -34°C , а зимой этого года составила -24°C . Устойчивые морозы в Южно-Сахалинске установились к 22 декабря 2014 г., продолжительность периода составила 94 суток, окончание пришлось на 7 марта 2015 г. Продолжительность периода отличается от среднемноголетних значений на 9% [5, 6]. На фоне устойчивых морозов наблюдались оттепели, при которых температура воздуха днем повышалась от 0 до $+2,7^{\circ}\text{C}$. В среднем за зиму было 17 дней с повышением температуры более 0°C , из которых 12 дней пришлось на период работы системы.

За период работы системы согласно данным ГМС Южно-Сахалинск выпало 64,7 мм осадков при средней температуре $-3,9^{\circ}\text{C}$. Снегопады чаще всего отмечались при северных ветрах (75%) и средней скорости ветра 4–5 м/с. Переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C пришёлся на третью декаду марта. Наши наблюдения проводились во второй половине периода с устойчивыми морозами, что связано с подготовкой системы к работе. Период работы системы — два месяца (с конца января до середины марта). За данный период были отслежены девять снегопадов.

По данным, получаемым от системы, строились графики изменения нагрузки за снегопад. На рис. 3 показаны данные за шесть снегопадов, прирост нагрузки по снегопадам изменялся от 10 до 100 кгс/м². Максимальный прирост снеговой нагрузки показан на рис. 3, б (три явления). Первый снегопад был в период с 27 по 28 февраля с приростом нагрузки до 42 кг, второй — с 1 по 2 марта с приростом до 53 кг, третий — 3 марта с приростом 37 кг. Снегопады следовали один за другим с небольшими перерывами (около 8–12 часов), во время которых часть накопленного снега сносило с платформы. Общая максимальная нагрузка за все три снегопада, с учётом уменьшения нагрузки во время перерывов, составила более 100 кгс/м². Все зафиксированные снегопады имеют интенсивность ниже средней, которая по многолетним данным в Южно-Сахалинске составляет 0,98 см/ч. Наибольшая интенсивность снегопада, зарегистрированная в Южно-Сахалинске, — 9,0 см/ч во время снегопада 5–6 марта 1969 г., когда за 6 часов 15 минут выпало 57 см снега [6].

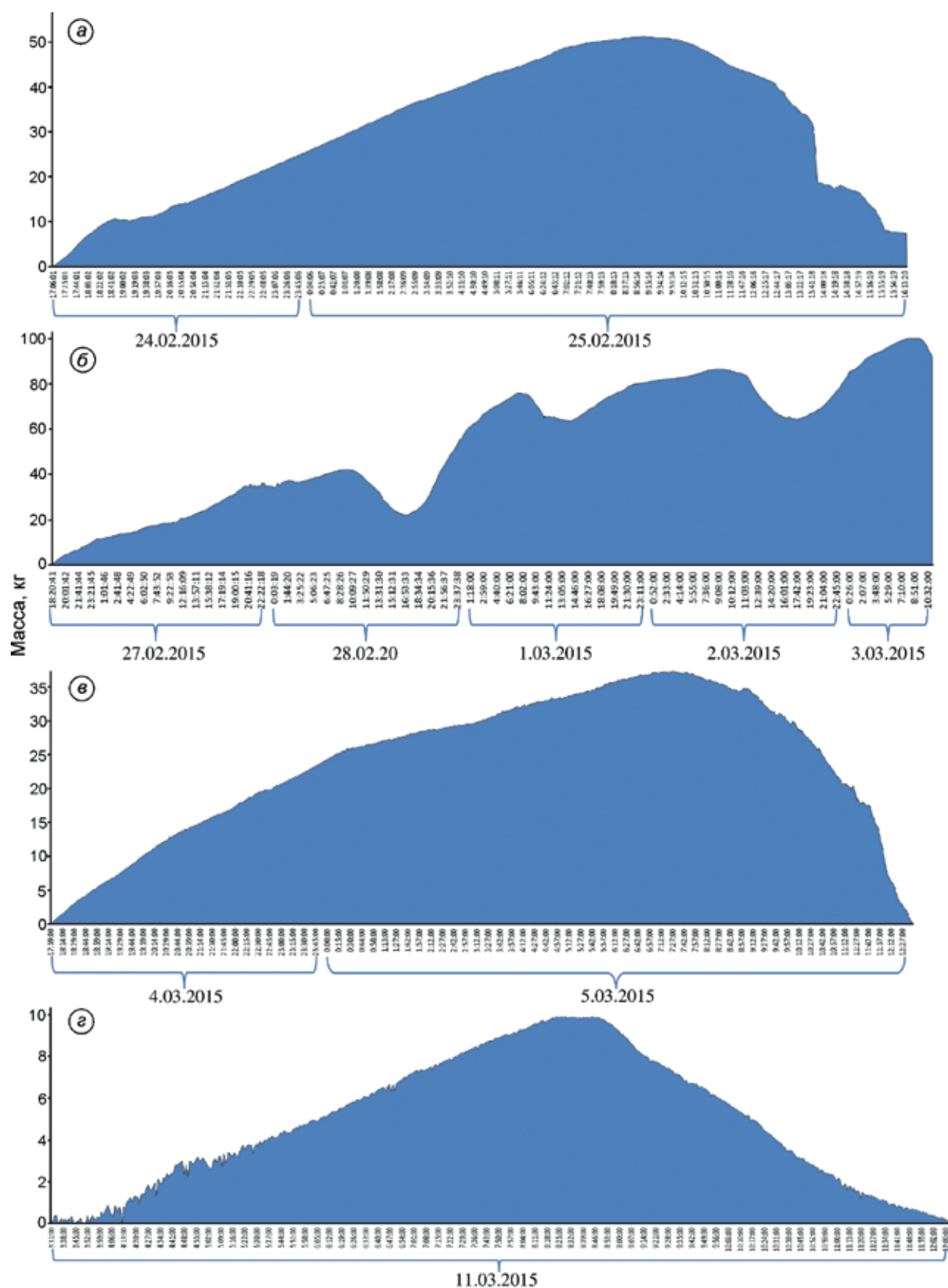


Рис. 3. Графики прироста снега за зарегистрированные системой снегопады
 Fig. 3. Dynamics of snow load changes over snowfalls registered by the system

Обсуждение результатов

Накопление снега на кровле существенно отличается от его накопления на грунте, так как конструктивные особенности здания, форма кровли, высотность, теплотехнические свойства и другие параметры меняют характер отложения снега. Рассмотрим основные факторы, определяющие снеговую нагрузку на кровлю, с которыми пришлось столкнуться при проведении эксперимента.

Прежде всего, как и на грунте, величина снеговой нагрузки будет зависеть от *количества выпадающих в зимний сезон твёрдых осадков*. Величина снеговой нагрузки на грунт в зимний сезон 2014/15 г. составляла 300 кгс/м² [8], т.е. 50% снеговой нагрузки, рассчитанной для регионального норматива [1] Южно-Сахалинска, равной 600 кгс/м². К сожалению, в период работы системы не было снегопадов с большой интенсивностью выпадения осадков, которые ежегодно возможны на территории Южно-Сахалинска. Зарегистрированные снегопады, несмотря на свою небольшую интенсивность, интересны для исследования не только в связи с приростом нагрузки во время этих явлений до 100 кгс/м², но и как первые снегопады, по которым получена временная изменчивость увеличения снеговой нагрузки.

Следующий фактор — *таяние снега* на кровле, уменьшающее снеговую нагрузку. На обычной утеплённой кровле над отапливаемым зданием, на которой и тестировалась система, активного тепловыделения нет, и покрытие кровли имеет температуру, приближённую к температуре окружающей среды. В зимний период при отсутствии снега на кровле нулевая изотерма здания находится в толще кровли. Однако при накоплении достаточного количества снега на кровле нулевая изотерма перемещается в контактную зону «покрытие кровли — снег», так как слой снега создаёт дополнительную теплоизоляцию [2, 9, 15]. Такое же явление наблюдается и при изучении температуры снега, отложенного на грунте. В течение большего периода залегания глубокого снежного покрова температура на контакте «почва—снег» будет держаться около 0 °C [10, 11, 14].

В период тестирования системы наблюдалось таяние снега в зоне контакта «покрытие

кровли — снег». Толщина слоя снега, из которого шла водоотдача, из-за устойчивой нулевой температуры изменялась от 0,5 до 2,5 см. Однако именно этот слой наиболее сильно реагировал на общее понижение среднесуточной температуры. Когда здание в ночной период начинало активно остывать, это приводило к перемещению нулевой изотермы ниже уровня кровли, в результате чего слой снега, из которого шла водоотдача, смерзался, превращаясь в режеляционную корку, пусть и не имеющую сплошного залегания по всей площади кровли. Данное явление сказывалось на работе системы. При отсутствии снегопада величина нагрузки начинала расти за счёт смерзания снега вокруг платформы, поэтому платформу пришлось поднять и завесить её края, чтобы избежать ошибки при получении данных во время снегопадов.

Последний из рассматриваемых факторов — *перераспределение снега на покрытии кровли под влиянием ветра* [4, 15] — основной фактор, определяющий неравномерное распределение снеговой нагрузки по площади кровли. Мы постарались снизить влияние этого фактора на первом этапе запуска системы, разместив её на плоской крыше, имеющей ориентацию под преобладающее направление ветров во время метелей. Считается, что на кровле, имеющей плоский профиль, снег распределяется равномерно и после заполнения объёма кровли внутри бортов не задерживается. Частично данный тезис подтверждается нашими наблюдениями.

Снегосъёмки, проводившиеся на кровле, где была установлена система, показали незначительный перепад толщины снега по профилю кровли (рис. 4). Максимальная разница в толщине снега по профилю за период наблюдения на профиле 1 составила 46 см, на профиле 2 — 36 см, на профиле 3 — 31 см. Однако перенос снега ветром и ссыпание имеют на плоском покрытии большее значение, чем предполагается. Действительно, после заполнения объёма кровли внутри бортов, снег, выпадающий во время слабо и умеренно интенсивных снегопадов, почти не задерживается на кровле. Сдувается этот снег и с принимающей платформы, которая до определённого момента фиксирует изменение снеговой нагрузки, а при увеличении скорости ветра и/или уменьшении интенсивности осадков показывает снижение значения градиента нагрузки.

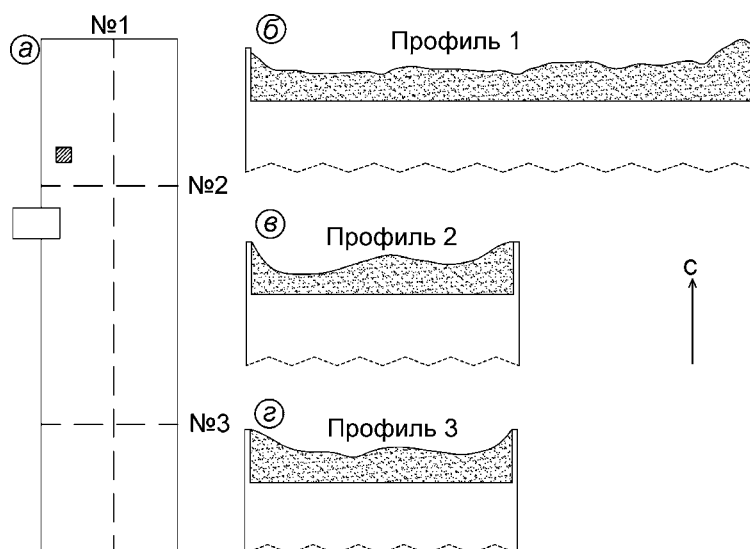


Рис. 4. Схема расположения платформы и снегомерных профилей на крыше. 2 февраля 2015 г. Масштаб горизонтальный $a, б$ – 1:1000; масштаб горизонтальный $в, з$ – 1:500; масштаб вертикальный $б-з$ – 1:50
Fig. 4. The scheme of arrangement of platforms and snow profiles on the roof. Date 02.02.2015. The horizontal scale $a, б$ – 1:1000; the horizontal scale $в, з$ – 1:500; the vertical scale $б-з$ – 1:50

Вместе с тем при увеличении интенсивности снегопада происходит накопление снега независимо от внешних условий. Результаты, полученные по таким снегопадам, представлены здесь ранее. Ввиду обособленности кровли сальтация с прилегающей территории отсутствует и под воздействием описанных факторов свежесыпавший снег сдувался с кровли после прекращения снегопада. В первые часы после окончания снегопада картина роста нагрузки, показываемая системой, подтверждалась натурными наблюдениями, а через 1–2 суток свежесыпавший снег почти полностью отсутствовал как на платформе, так и на остальной части кровли. Это приводит к выводу, что основная снеговая нагрузка и её максимальная величина, как минимум в отношении плоской кровли, приходится на пик наиболее интенсивных снегопадов, а дальнейшие процессы, протекающие на поверхности кровли, приводят к перераспределению снега и снижению нагрузки на конструкцию.

Изучив зафиксированные системой приросты величины снеговой нагрузки во время относительно слабых для территории Южно-Сахалинска снегопадов получаем прирост величины снеговой нагрузки до 100 кгс/м^2 . Не следует забывать и о массе снега, заполнившей объём кровли внутри бортов. Измеренная величина снеговой нагрузки, действующей

на несущие конструкции здания, на котором происходило тестирование системы, составила 100 кгс/м^2 без учёта влияния снегопадов, т.е. дополнительная нагрузка, зафиксированная системой во время снегопадов, накладывается на 100 кгс/м^2 , действующих на несущую конструкцию постоянно после заполнения объёма кровли внутри бортов.

Заключение

Разработана система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки, позволяющая получить данные о динамике снегонакопления во время снегопада и показывающая фактическую величину снеговой нагрузки от снега, накопленного на 1 м^2 кровли здания. Данная система расширяет список приборов, применяемых для исследования снежного покрова. В ходе исследования впервые получены сведения о приросте величины снеговой нагрузки во время снегопадов. Зафиксированные системой приросты снеговой нагрузки в зимний сезон 2014/15 г. изменяются от 10 до 100 кгс/м^2 . Анализ полученных данных показывает, что максимальная снеговая нагрузка, оказываемая на кровлю, приходится на пик снегопада. Далее нагрузка снижается под воздействием внешних факторов.

Выявлены три основных фактора, влияющих на формирование снеговой нагрузки на плоской кровле: количество выпадающих твёрдых осадков, таяние снега, перераспределение снега ветром. Применение разработанной системы позволяет получить фактическое значение снеговой нагрузки на кровле зданий, а не расчётное из массы снега на грунте. Полученное фактическое значение может быть использовано для корректировки нормативов по снеговым нагрузкам.

Благодарности. Авторы выражают благодарность своим коллегам: Н.А. Казакову, Ю.В. Генсиоровскому, В.С. Павлову (Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН), а также А.Е. Малашенко (Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН) за помощь в организации наблюдений и ценные советы на всех этапах реализации проекта.

Работа выполнена при поддержке гранта Правительства Сахалинской области от 27.04.2015 № 186-р.

Литература

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Жируев С.П., Окопный В.И., Лобкина В.А. Определение снеговых нагрузок на сооружения при проведении инженерных изысканий: разработка региональных нормативных документов по снеговым нагрузкам (на примере Сахалинской области) // Геориск. 2011. № 3. С. 14–20.
2. Гордеев В.Н., Лантух-Лященко А.И., Пашинский В.А., Перельмутер А.В., Пичугин С.Ф. Нагрузки и воздействия на здания и сооружения. М.: ИАСВ, 2007. 476 с.
3. Грудев И.Д., Филиппов В.В., Корнилов Т.А., Рыков А.В. Определение нормативных и расчетных значений снеговых нагрузок // Промышленное и гражданское строительство. 2007. № 4. С. 10–12.
4. Заварина М.В. Строительная климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 312 с.
5. Земцова А.И. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 198 с.
6. Климат Южно-Сахалинска / Ред. Ц.А. Швер, Д.Ф. Лазарева. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 256 с.
7. Лобкина В.А. Ущерб от снеговых нагрузок в Российской Федерации. Причины и последствия // Геориск. 2012. № 1. С. 50–53.
8. Лобкина В.А. Расчет и картирование снеговой нагрузки на поверхность земли // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 106–113.
9. Окулов П.Д. Анализ совместного воздействия нагрузок от подвесных кранов и снега на металлические конструкции покрытия промышленных зданий: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. тех. наук. М.: МИСИ, 1984. 17 с.
10. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А. Влияние параметров снега на температурный режим снежной толщи при внутрисуточных колебаниях температуры воздуха // МГИ. 2001. № 91. С. 71–74.
11. Самойлюк В.И. Распределение температуры в снежной толще // МГИ. 1988. № 63. С. 145–149.
12. СП 20.13330.2011 «Нагрузки и воздействия». Актуализированная редакция СНиП 2.01.07–85*. М.: изд. ОАО «ЦПП», 2011. 94 с.
13. Филиппов В.В., Копылов А.Т., Корнилов Т.А., Рыков А.В., Гаврилова М.К. Снеговые нагрузки на покрытиях зданий в условиях Севера (на примере Якутии). М.: Наука, 2000. 246 с.
14. Чернов Р.А. Влияние температурного режима снежной толщи на образование горизонтов разрыхления // МГИ. 2003. № 94. С. 100–103.
15. Gray D.M., Male D.H. Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use. Canada, Toronto: Pergamon Press, 1981. 776 p.

Путешествия, открытия

УДК 551.324.65

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-253-264

Девдоракский ледник, Казбек: к истории исследований природных катастроф в XIX и начале XXI в.

© 2016 г. Д.С. Асоян, О.В. Рототаева*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*rototaeva@mail.ru

Devdoraki Glacier, Kazbek: history of studies of natural hazards in XIX and the beginning of XXI centuries

D.S. Asoyan, O.V. Rototaeva*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*rototaeva@mail.ru

Article accepted for publication on March 1, 2016

Keywords: *Devdorak Glacier, blockages of the river Terek, collapse on Mt. Kazbek, glacier hazards, surging glaciers.*

Summary

The Devdorak Glacier located on the Eastern slope of Mt. Kazbek is known since the end of the 19th century for its catastrophic ice discharges into the river Terek canyon. The so-called «Kazbek blockages» stopped the river flow, thus leading to formation of a dammed lake. The lake was then broken through by the heavy floods. Evidences of such events are available for 1776, 1785, 1808, 1817, and 1832. Later on, the glacier surges did sometimes occur, but they never reached the river. The blockages interrupted the traffic on the Georgian Military Highway – the basic way across the main ridge of the Caucasus, for long time periods. Investigations of the Devdorak and other Mt. Kazbek glaciers were organized in 1862 and lasted until the end of 19th century. But the scientists could not reach a common consensus in resolving the main issues, i.e. the causes of the «blockages» and possibilities of their soon repetitions. Different hypotheses explaining the ice discharges by either morphology of the glacier and the river valley or by earthquakes were proposed. Some authors insisted on a probability of occurrence of new «blockages». But the mostly widespread opinion was that since all the Kazbek glaciers were in the state of degradation any risk of new «blockages» was absent while this tendency remained. Since the previous disasters, the Devdorak Glacier posed no threat for about two centuries. However in May 2014, a huge downfall of rock and ice suddenly came down on the glacier in its upper zone. As a result a large mass of rock, stones, and mud blocked the Terek river bed again. This event was not related to regime of the glacier itself. Most likely it was a new manifestation of the Mt. Kazbek volcanic activity.

Статья принята к печати 1 марта 2016 г.

Ключевые слова: *Девдоракский ледник, завалы русла р. Терек, ледниковые катастрофы, обвал на горе Казбек, пульсирующие ледники.*

Первые систематические наблюдения за ледниками Кавказа связаны с изучением катастрофических выбросов льда в ущелье р. Терек в результате периодических подвижек Девдоракского ледника в конце XVIII – начале XIX вв. Анализ причин «казбекских завалов» не привёл учёных того времени к единому мнению. Тогда ещё не существовало понятия о классе пульсирующих ледников. Два столетия спустя – в мае 2014 г. – снова случился неожиданный обвал льда и горной породы в фирновой области Девдоракского ледника. Это событие имело другую природу и, вероятно, связано с новейшими проявлениями вулканической активности в недрах Казбека.

Введение

Девдоракский ледник на восточном склоне горного массива Казбек известен с конца XVIII в. катастрофическими выбросами льда в ущелье р. Терек. Так называемые «казбекские завалы» останавливали сток реки, приводили к

образованию подпрудного озера, которое затем прорывалось мощными паводками, неся разрушения в долине. Такие события происходили в 1776, 1785, 1808, 1817, 1832 г. и надолго выводили из строя дорогу через главный хребет Кавказа. Военным инженерам в те годы приходилось искать пути в обход завалов, и сейчас в



Рис. 1. Девдоракский ледник:

a — верховья ледника, 1987 г. (фото К.П. Рототаева); *б* — язык ледника, 1978 г. (фото С. Ларионова)

Fig. 1. Devdoraki Glacier.

a — upper part of the glacier, 1987 (photo by K.P. Rototaev); *b* — glacier tongue, 1978 (photo by S. Larionov)

Дарьяльском ущелье сохранились остатки дороги, пробитой в скалах правого борта высоко над рекой. После 1832 г. подвижки ледника повторялись в 1842, 1855, 1875–1876, 1886–1887 и 1893–1904 гг., но они уже не достигали ущелья Терека.

В 1861 г. вдоль старого пути через Дарьяльское ущелье и Крестовый перевал было открыто движение по «Военно-Грузинскому шоссе», построенному по проекту и под руководством Б.И. Статковского, инженера путей сообщения, который вскоре стал одним из главных исследователей казбекских завалов.

Девдоракский ледник — один из наиболее крупных ледников Казбека длиной 7 км — берёт начало от самой его вершины. В верховьях ледника фирновая область ориентирована на север, затем она поворачивает на восток и пересекается в правой своей части поперечным скальным усту-

пом протяжённостью около 1000 м с нависающим над ним обрывом льда. Высотный диапазон ледника составляет более 2,7 км — от 5033 до 2260 м. Поверхность его, как писал Н.Я. Динник, «страшно крута» и достигает в верхних своих частях 50° и более. В нижней части, «закрытой грудками камня и щебня», ледник несколько выполаживается; «что же касается средней и верхней частей, то они представляют бесконечный лабиринт пропастей, ям и трещин» [6, с. 403] (рис. 1). Ледник даёт начало быстрой речке Амилишке, впадающей в р. Амали (Кабахи), которая вытекает из соседнего ледника Чач. После слияния река Кабахи течёт в глубоком скалистом ущелье, «бешено мчась по крутому ложу», до впадения в р. Терек. «Это и есть тот путь, по которому устремляются вниз грозные обвалы из снега, льда и камней, перемешанных с грязью, и причиняют большой

вред Военно-Грузинской дороге» в узком Дарьяльском ущелье [7, с. 21]. В прошлом Девдоракский ледник имел два правых притока, из которых нижний (правый) отчленился до 1882 г. [8], а левый, хотя и показан на схематическом рисунке Л.А. Варданянца 1932 г. как отделившийся [4], но в 1987 г. его конец находился совсем рядом с главным ледником (см. рис. 1). В настоящее время это отдельные висячие ледники.

На склонах Казбека известны подвижки и других пульсирующих ледников — Абано, Чач, Мна в начале и середине XX в. Однако настоящие бедствия принесла грандиозная катастрофа 2002 г. на северном склоне массива с выбросом из ложа пульсирующего ледника Колка [11]. В Дарьяльском ущелье после прежних казбекских завалов следующая природная катастрофа, когда было перекрыто русло Терека, произошла почти двумя столетиями позже — в мае 2014 г. В настоящей работе анализируются сведения о прошлых катастрофических выбросах Девдоракского ледника. Авторы использовали материалы, редко упоминаемые в статьях на данную тему, например, «Сборник сведений о завалах, упавших с горы Казбека с 1776 по 1878 год на Военно-Грузинскую дорогу» [14], а также новые публикации, освещающие последнее неожиданное событие на леднике — обвал горной породы и льда в области его питания 17 мая 2014 г.

Сведения о событиях конца XVIII — начала XIX вв.

Первый зарегистрированный значительный «обвал» случился в **июне 1776 г.** Долина Терека оказалась перекрыта на три дня, потом ледяная дамба была прорвана. Затопленными оказались многие аулы, даже те, которые находились на высоте 250 футов (76 м) над рекой. Этот завал впервые описал доктор Я. Рейнеггс, состоявший при дворе грузинского царя Ираклия и впоследствии — при дворе Императрицы Екатерины II в должности советника Императорской Коллегии: «19 июня 1776 г. была ужасная гроза, сопровождаемая бурей и ливнем. Страшный поток, спустившийся с вершин Казбека, увлекая с собою массу камней, синеватого льду и снегу, нанес их в узкое ущелье Терека столь громадный объем, что преградил течение его на трое суток; а как ни

Терек, ни Кабаха не имели истока, то произошло... наводнение» [14, с. 5–7].

В Сборнике сведений о завалах [14] помещены сообщения очевидцев или помнящих рассказы о завалах, а также рапорты ответственных лиц командующим войсками на Кавказе и другим официальным лицам. О событии **20 июля 1808 г.** говорится в донесении графа Гудовича. «В долину Терека обрушился огромный завал и запрудил его на целых 2 часа» после этого «сильный упор воды, размывая мало-помалу сию обледенелую громаду, открыл путь для её прохода, а потому разорвал оную,... и Терек полился вдоль по ущелью страшными валами» [14, с. 11].

О завале в **1817 г.** не сохранилось официальных сведений. Есть только краткая заметка из дневника генерала А.П. Ермолова: «В октябре месяце обрушился с гор Кавказских снеговой обвал, какого не помнят старики. Сначала высота его была в 50 сажен. Почти сутки остановлено было течение реки Терека» [14, с. 17]. Масса льда не растаяла и через год. В работе Э.В. Запороженко и С.С. Черноморца [10] приводятся сведения из дневника русского дипломата и поэта А.С. Грибоедова, проезжавшего по Военно-Грузинской дороге в 1818 г.: «17 октября. Выезд из Дариеля. Непроходимость от множества камней; иные из них огромны, один разделен надвое, служит вратами; такой же перед въездом в Дариель... Остаток завала теперь необъятен, — каков же был прежде. Терек сквозь его промыл проток, будто искусственный. Большой объезд по причине завала: несколько переправ через Терек, множество селений...».

О завале **1832 г.** имеется больше сведений. Ледовая масса в ночь с 12 на 13 августа завалила Терек между селом Гвелети и Дарьяльским постом, остановила течение реки на восемь часов, сообщение по Военно-Грузинской дороге прекратилось на протяжении двух вёрст. «Свалившаяся масса льда имела более 40 сажен в высоту и в ширину, составила объем в 1600000 куб. саженей» (около 16 млн м³) [14, с. 23]. «Этим, однако, не исчерпывается еще вся масса льда, свалившегося с горы, так как значительная часть его должна была... задержаться в извилистом Девдоракском ущелье. Лед, с силою ударившись о скалистый правый берег Терека, уплотнился настолько, что при прокладывании дороги его во многих местах приходилось рвать порохом». Дорога была осво-

бождена от завала через два года, но по сторонам её в 1834 г. можно было видеть «могучие стены из льда, перемешанного с камнями..., которые по мере таяния льда падали на дорогу и легко могли убить проезжающего» [6, с. 405]. Полностью завал растаял только через пять лет.

Ледником был выброшен в долину гигантский валун — «Ермоловский камень», который лежит в пойме Терека у поселка Верхний Ларс. Его размеры около 30 × 15 × 15 м (во время войны 1941—1945 гг. основание камня было превращено в огневую точку на случай прорыва врага в ущелье).

Новый завал произошёл в **1842 г.** В записи Н.Я. Динника, как мы теперь понимаем, даётся классическое описание подвижки пульсирующего ледника. «Местные жители предупреждали о приближении его еще в августе. В конце ноября лед уже дошел до того места, с которого обрывались завалы прежних времен. Вода в речке, вытекающей из-под ледника, сделалась очень мутной и часто прекращала свое течение; шум и треск льдов слышался почти непрерывно; и охотники не могли пробраться через те места, где ходили раньше; 28 ноября лед уже прошел ту часть ущелья, откуда падал раньше, и остановился в четырех верстах от Военно-Грузинской дороги. Жители удивлялись его остановке, ...но ждали завала с часу на час; поэтому они угнали из ущелья свой скот и сами не ходили через те места... Лед все продолжал трескаться, и звуки, вроде пушечных выстрелов, слышны были непрерывно. ...В конце декабря завал значительно продвинулся вперед и оторвавшейся от него частью запрудил речку, ...образовалось озеро, из которого вода текла с боков и сверху льда» [6, с. 406]. В таком состоянии ледник и застала зима. К концу октября 1844 г., по сведениям из официальных рапортов, никаких изменений в его положении не произошло. Видимо, «завал» так и растаял.

Летом **1855 г.** жители Гвелети снова предупреждали о приближении очередного схода ледника, и льды действительно «скатились вниз на 50 саженей; ...завал с горы Казбек ежедневно подвигался по 11 число сего июля месяца по ущелью р. Амали (Кабахи) к ущелью Терека, ...льды около вершины Казбека перелопались и сильно осели, и по наблюдениям жителей, помня прежние завалы, предполагать надо, что завал должен быть» [14, с. 94]. Но до 19 октября завал не продвинулся вперед и затем постепенно растаял.

Начало систематическим исследованиям казбекских ледников положил академик Г.В. Абих, который в течение многих лет не только изучал геологию Кавказа, но и исследовал ряд крупных ледников. В 1861 г. Абих посетил Девдоракский ледник и пришёл к выводу, что казбекский завал должен в скором времени снова свалиться. В письме, обращённом к начальнику штаба Кавказской армии, он уверял «о необходимости обратить серьезное внимание на Девдарокский ледник, в зависимости от состояния которого находится безопасность Военно-Грузинской дороги, в части ее, пролегающей по Дарьяльскому ущелью». После этого были назначены особые комиссии, в состав которых вошли разные специалисты. В течение трёх лет подряд, в 1862, 1863 и 1864 г., они выясняли, «почему завалы этого ледника прекратились и в продолжение 30 лет более не повторялись» и решали вопрос «можно ли ожидать завалов и когда именно?» [19, с. 326].

В изучение казбекских ледников во время работы этих комиссий большой вклад внесли Б.И. Статковский, Г.С. Хатисян, Е.К. Вейденбаум, А.А. Висковатов, собиравший сведения местных жителей о завалах [5], и др. Результаты их работ в основном публиковались в изданиях Кавказского отдела РГО. Один из постоянных членов всех комиссий по изучению Девдоракского ледника Г.С. Хатисян (Хатисов) впервые провёл в 1863 г. на леднике Девдорак и в ущелье нивелировочные работы в течение 1,5 месяцев. Кроме того, по вбитым поперёк ледника рядам градуированных реек были выполнены наблюдения за движением и «оттаиванием» ледника, а также с помощью наблюдателя тифлисской обсерватории проведены ежечасные метеорологические наблюдения в лагере у самого ледника. После 1864 г. некоторые промеры продолжались его помощником Цоголем Казиховым [19].

Власти признавали необходимость создания комиссий и наблюдений за Девдоракским ледником, угрожающим Военно-Грузинской дороге, которая имела стратегическое значение. По распоряжению Штаба Кавказской армии и Управления Путей Сообщения выполняли повторные топографические съёмки, которые показывали, что ледник то продвигается вперёд, то опять отступает. Комиссии разрабатывали программы исследований на леднике, но наблюдения и измерения (судя по рапортам назначаемых лиц) не

были постоянными и не обеспечивали получение точных сведений за поведением ледника. Хотя, например, Б.И. Статковский, который руководил комиссиями в 1864 и 1865 г., предлагал для предупреждения опасности самые простые средства: построить недалеко от конца ледника небольшое строение для жилья одного из гулетских жителей, обязанность которого — за небольшое жалованье доносить обо всех сколько-нибудь тревожных переменах в леднике [15]. В целом комиссии 1862–1864 гг., работа которых хотя и была полезна первыми сведениями о состоянии ледника и долины, не могли ответить на вопрос, почему ледник после 1832 г. потерял свою силу.

Г.С. Хатисян в 1862–1863 гг. предпринял восхождения почти на все казбекские ледники, определяя их положение и высоты, а также наблюдая за множеством боковых и конечных морен разных возрастов, «а равно и снежной линией». В результате он составил первую карту ледников «вокруг Казбека» (которую дополнял и исправлял в дальнейшем) и пришёл к полному убеждению, что после 1832 г. все ледники уменьшали свои размеры, находились «в периоде отступления», поэтому завалы Девдоракского ледника и не могли образоваться [19].

В 1876 г. снова появилась опасность завала, так как ледник сильно увеличился и продвинулся на 118 сажень. Обеспокоенное Кавказское Инженерное ведомство снарядило особую ледниковую экспедицию. Хатисян, находясь в составе экспедиции, определил, что размеры ледника недостаточны для формирования завала, хотя с ним не соглашались остальные участники, в том числе и Г.В. Абих, также прибывший для осмотра ледника. Кроме собственных наблюдений за изменениями размеров ледника, Абих основывался на данных съёмок, получаемых Управлением Путей Сообщения в 1861–1863 и 1866–1867 гг. [1, 12], и пришёл к выводу, что новый ледниковый завал «если не зимой, то будущей весной должен пасть». Однако Г.С. Хатисян отстоял своё убеждение, опираясь на прежние собственные «тщательные наблюдения и точные цифровые данные», и оказался прав. Он пишет, что принёс и практическую пользу, так как «у казны остались сбереженными много сотен тысяч рублей, которые пришлось бы напрасно издержать на проведение предполагаемого обходного пути в Дарьяльском ущелье... в 60 саженях над уровнем Терека» [19, с. 335, 337].

После 1880 г. комиссии больше не назначались. Хотя они «положили прочное начало научного и систематического изучения наших ледников», но «по непродолжительности их действий... в первые три года и через 12 лет... сделано было недостаточно, чтобы считать вопросы относительно завала Девдоракского ледника окончательно разрешенными» [19, с. 344].

Г.С. Хатисян продолжал посещать казбекские ледники каждые два года. Наблюдения подтвердили его прежние данные, что Девдоракский, как и другие ледники Казбека, с 1862 по 1887 г. вначале уменьшился по сравнению с 1832 г., затем находился «в колебательном состоянии... в зависимости от метеорологических причин», а в целом за 25 лет все ледники «оставались в периоде своего уменьшения». Доказательствами тому служили «как ряды множества старых, боковых и конечных разных возрастов морен, так и выглаженные скалы боковых стен ледниковых ущелий, которые как... вниз по ущельям, так и вверх над ледниками, т.е. в высоту, представляли значительное распространение» [19, с. 340, 344].

Изучением вопроса о казбекских завалах в конце XIX в. продолжали заниматься К.Н. Росиков, В.В. Дубянский и др.; А.И. Духовской до 1912 г. наблюдал за колебаниями ледника, скоростью его движения, таянием [8] (рис. 2). Среди этих учёных реже или почти не упоминается имя Н.Я. Динника, замечательного исследователя, который впервые обследовал и описал множество ледников на северном и южном склонах Главного Кавказского хребта раньше многих других русских и иностранцев. Ко времени его путешествий в 1870–80-х годах не были известны ни количество ледников Кавказа, ни особенности их строения. Результаты его работ отражены в статьях и обширной сводке «Современные и древние ледники Кавказа» [6], в которых он привлекал полученные к тому времени данные других исследователей не только на ледниках Кавказа, но и в разных горных районах мира. И.В. Мушкетов специально для «ледниковой комиссии» РГО в 1892–1893 гг. разработал инструкции по изучению ледников после выхода в свет фундаментальных работ Н.Я. Динника и с учётом его опыта.

Особое внимание Н.Я. Динник уделил Девдоракскому леднику, отличающемуся от других своим строением. Он посетил только нижнюю часть ледника: с «длинного, узкого и страш-



Рис. 2. Вид на Девдоракский ледник с Военно-Грузинской дороги в 1909–1912 гг. (фото А.И. Духовского [8])

Fig. 2. View of Devdoraki Glacier from Georgian Military Road in 1909–1912 (photo by A.I. Dukhovskoy [8])

но крутого» конца языка «беспрерывно валятся вниз камни», несколько выше «можно довольно легко перейти с одной стороны его на другую», а средняя и верхняя части ледника «совершенно непроходимы... в этом месте тянутся непрерывные ледопады, где нельзя сделать ни одного шага» [6, с. 403]. Динник обобщил сведения о завалах, полученные предыдущими исследователями, и изложил «несколько более или менее вероятных гипотез для объяснения этого замечательного явления», принадлежавших Г.С. Хатисяну, А. Фавру, Б.И. Статковскому и др. Он пишет, вслед за Г.В. Абигом и Г.С. Хатисяном, о необходимости последовательных и систематических наблюдений за ледником.

Причины завалов Девдоракского ледника

«Истинную причину завалов было бы легко узнать, если бы мы имели точные сведения о явлениях, предшествовавших завалам и сопровождавших их, — пишет Н.Я. Динник, — ...мы не знаем точно даже самого главного, какая именно часть ледника обрывается, падает ли только нижний конец его или... те льды, что лежат гораздо

выше... не знаем, остается ли лед в долине после завала... и каков в это время ледник». Остаются только догадки и гипотезы [6, с. 410].

Г.С. Хатисян уже после первых обследований ледников Казбека и позже доказывал, что пока все ледники отступают, завалов ожидать не следует. Опасение станет возможным, когда изменится эта тенденция и «ледники наши вновь вступят в период своего увеличения», причём Девдоракский ледник должен принять размеры, какие он, судя по «сохранившимся отшлифованным поверхностям скал... и разбросанным камням», а также «по уверению местных жителей», имел перед завалом 1832 г. [19, с. 331]. Хатисян был поддержан рядом учёных.

Э. Фавр также считал, что завалам предшествует разрастание размеров ледника, но оно временное и не зависит от состояния других ледников района. Он отмечал, по аналогии с альпийским ледником Рофен-Вернагт, который «время от времени сильно увеличивается и производит большие опустошения», что оно совершается крайне быстро; и сильное увеличение Девдоракского ледника до 100 саженей в 1855 г. горцы заметили лишь за несколько недель до завала [6].

Сейчас понятно, что причиной завалов были подвижки пульсирующего Девдоракского ледника, что очевидно из всех описаний его наступаний перед выходом к ущелью Терека. Но даже и в те времена, когда ещё не существовало понятия о классе пульсирующих ледников, опытные исследователи уже замечали те особенности его морфологии (а также долины вытекающей речки), которые могли приводить к слишком большому накоплению льда на определённых участках и дальнейшей его разгрузке. Так, В.В. Дубянский, писал, что «обрушивание более или менее значительной части оконечности ледника... в свою очередь является следствием более или менее глубоких изменений в самом внутреннем строении ледника...» [7, с. 21]. Г.С. Хатисян предполагал нарушение движения ледника вследствие конфигурации его ущелья. Лёд движется на восток в узком ложе средней части языка, а затем резко преломляется под углом вправо. В периоды увеличения размеров ледника левая его часть «вследствие сильного напора сверху» упирается в левую стену ущелья и «всползает» на неё, а ближе к середине поверхность поднимается и «выпучивается», в то время

как нижняя часть языка, где ложе расширяется, остаётся «намного пониженнее» [19, с. 330].

В 1876 г. горный инженер князь Г.Г. Сулукидзе тщательно изучал состав коренных пород и морен, системы трещин в леднике. Он определил по ориентировке пластов льда, обнажающихся в глубоких трещинах, их поворот, увеличение ледника по диагонали — с левой стороны на правую и его «скручивание» (рис. 3). В результате левая половина ледника под давлением спускающихся сверху масс и встречая непреодолимое препятствие в виде скал поворачивает, ничем не сдерживаемая, от своего правого края и с большой скоростью обрушивается, сопутствуемая ураганным ветром, в долину Терека [21].

Б.И. Статковский [16] считал причиной завалов подпруживание льда ниже конца ледника, где долина у выступающего скалистого мыса Массак резко сужается (как позже определил В.Ш. Цома, от 360 до 40 м [20]). «Завал происходит оттого, что ледник, приблизившись к узкому коридору реки Амилишки, встречает в нем препятствие... образует до 100 саженей высотой ледяную гору, которая закрывает исток водам, как происходящим от его таяния, так и дождевым, пока, наконец, эта запруда не разорвется, и тогда эта масса льда вместе с водой несется с необыкновенной быстротой по крутому ущелью... и, достигнув Терека, запруживает реку льдом, камнями и грязью» [16, с. 107]. Таким образом, по Статковскому, формирование мощных выбросов льда сопровождается накоплением большого количества воды. После первой публикации этого мнения в 1877 г. [15] его подверг резкой критике Г.С. Хатисян, хотя и указывал, что оно «было повторяемо впоследствии некоторыми заграничными и нашими учеными» [19]. Позже Н.Я. Динник поддерживал объяснение Статковского: «Это гораздо более вероятное предположение весьма сходно с объяснением причин, предложенным Э. Фавром» [6, с. 410].

В то же время геологи объясняли продвижение ледника общим строением и рельефом всего склона Казбека. По Г.Е. Щуровскому, главной причиной усиления движения ледника и обвалов может быть «крутость и уступообразное расположение долины и всего ущелья... и... исключительное положение главного ледника относительно побочных и именно соединение их под углом в 15°, и тем еще, происходит это со-



Рис. 3. Девдоракский ледник в начале XX в., 1904 г.? (фото Г.И. Раева)

Fig. 3. Devdoraki Glacier at the beginning of XX century, 1904? (photo by G.I. Raev)

единение зимой или летом» [14, с. 295]. По мнению инженера-подполковника Маслаковца, «ущелье, служащее ложем для ледников Девдоракских... состоит из легко выветривающихся пород, как трахиты и сланец». Поэтому ложе под действием постепенного разрушения склонов ледникового ущелья всё более расширялось, тем самым уменьшались скорость и расстояние продвижения ледника до Терека [14, с. 182].

Л.А. Варданянц, анализируя причины выбросов Девдоракского ледника, как и Геналдонской катастрофы 1902 г. на Колке, считал, что они вызваны землетрясениями и формируются обвалами «висячего этажа», характерного для ледников Казбека. По наблюдениям 1926–1928 гг. он отмечает, что на многих ледниках область питания прерывается «ледяной стеной, висящей над крутым скалистым обрывом» толщиной около 50 м, от которой при землетрясениях «должны отрываться целые ленты льда» (рис. 4). Варданянц указывает на очень крупный широтный разлом, который проходит вдоль долины р. Кабахи, по водоразделу ледников Девдорак и Чач и «скрывается... под ледяным покровом северного склона горы Казбек». Кроме того, активные поднятия Дарьяльского горста вызывают нарастание напряжений вдоль поверхностей разрывов и резкие «разряды» с сильным сотрясением, приводящие к расколам льда ледников [4, с. 53, 59].

Более поздние исследования подтвердили, что система Девдоракского ледника находит-



Рис. 4. Состояние Девдоракского ледника в настоящее время, 2010 г. Космическая съёмка «Google Earth»
Fig. 4. Present state of Devdoraki Glacier, 2010. Space image «Google Earth»

ся в пределах неотектонической Шаухох-Казбекской морфоструктуры, развитой на левобережье Терека и расположенной на пересечении двух крупнейших разломов и зон дробления, с которыми связаны активные неотектонические поднятия [2]. В коротких долинах боковых притоков Терека с крутыми продольными профилями, приуроченными к зонам коротких разломов, периодически сходят грязекаменные сели, а на склонах долин происходят интенсивные обвально-осыпные процессы. Современные тектонические движения неизбежно усиливают активность гравитационных и гляциальных процессов и могут играть определённую роль в развитии подвижек казбекских ледников.

Сведения о дальнейших наблюдениях за Девдоракским ледником, вплоть до первого десятилетия XX в., приведены в работах А.И. Духов-

ского, который исследовал состояние и других ледников Казбека, где также иногда происходили обвалы или подвижки — Абано, Мна, Орцвери, Чач и др. Данные Духовского о колебаниях Девдоракского ледника в 1863–1893 и 1905–1912 гг. [8] позже использует в своей работе В.Д. Панов. После 1885 г. ледник испытывал колебания, причём наступания его конца происходили неоднократно. Например, в 1886–1887 гг., а также в 1893–1904 гг. ледник продвигался соответственно на 45 и 55,5 м. В результате за весь период с 1881 до 1970 г. он сократился всего на 16 м [13].

Систематические наблюдения за казбекскими ледниками начались в 1957 г. и выполнялись до 1990 г. Закавказским НИГМИ и Управлением ГМС Грузинской ССР. При этом стационарные работы были организованы на леднике Герге-

ти, а на Абано и Девдоракском, уже известным как пульсирующие ледники, проводились маршрутные наблюдения. В отдельные годы к ним присоединялись и отряды Института географии АН СССР. Девдоракский ледник на протяжении XX в. никакими катастрофами не угрожал.

В те годы много работ посвятил изучению ледников Казбека В.Ш. Цомая. В 1978 г. на языке Девдоракского ледника он наблюдал повышение поверхности в средней части языка и считал, что этот подъём, отмеченный и на других ледниках южного склона, связан с большим накоплением осадков в фирновых областях в 1955–1970 гг. Что касается причин прошлых завалов, то Цомая поддерживал мнение Б.И. Статковского о подпруживании ледника у скалы Массакх, где толщина льда могла увеличиться на 30–40 м, и участия большого количества воды в формировании мощных выбросов льда [20]. Цомая считал возможной опасность новых завалов. В.Д. Панов в монографии 1993 г. [13] и более поздних своих работах опирается на суждения В.Ш. Цомая.

После катастрофы с ледником Колка в 2002 г. снова возрос интерес к пульсирующим ледникам Казбека. Была опубликована сводка по изучению Девдоракского ледника и прошлых завалов [10], а также предложен опыт моделирования ледниковых катастроф на примере этого ледника с целью оценки масштабов как бывших, так и, возможно, будущих подобных событий [3].

Обвал на Девдоракском леднике 17 мая 2014 г.

Мнение Г.С. Хатисяна об отсутствии опасности завалов в условиях, пока ледники Казбека уменьшаются в размерах, было высказано ещё в 1860-х годах и оказалось справедливым даже через 150 лет. Однако в мае 2014 г. огромный обвал горной породы и льда обрушился из верхней зоны ледника и снова завалил русло Терека, остановив движение на Военно-Грузинской дороге. Это событие имело совсем иную природу, не связанную с наступанием ледника.

В 9 часов 30 минут 17 мая 2014 г. грузинские пограничники, стоявшие на посту у р. Амали, заметили быстрое движение непонятного потока по долине; сильного грохота не было. Это было зафиксировано сейсмической аппаратурой

станции Гудаури (Грузия), а также цифровой записью на одной из станций сети «Кармадонский параметрический полигон» ЦГИ (Центра геофизических исследований) Владикавказского НЦ РАН, расположенной в районе ледника Колка [9]. Первую научную информацию об этом событии опубликовал на сайте www.geog.msu.ru/ С.С. Черноморец (МГУ имени М.В. Ломоносова) на основе собственных наблюдений в первые дни на месте происшествия, а также материалов интернета и анализа аэроснимков, выполненных Г. Гоциридзе 17 мая по заданию МВД Грузии [22]. С первого дня и до 27 мая проводились наблюдения всей зоны катастрофы с вертолёт и съёмки специалистами Главного управления МЧС Северной Осетии с участием НПП Инфо ТЕРРА, а также Института водного хозяйства Республики Грузия [17, 18].

В отличие от прежних событий на леднике крупный обвал произошёл на значительно более высоких отметках склона — 4200–4500 м, в области питания на границе Девдоракского ледника и его бывшего правого притока. Оторвался скальный массив вместе с участком ледово-фирнового склона. Место обвала в плане имело форму треугольника, объём обвалившегося льда, по оценкам разных авторов, составляет около 1 млн м³. Примерно такой же объём имел обвалившийся подо льдом участок скал и ледогрунта. Глыбы и обломки каменно-ледовой брекчии размером до 5 м остались в большом количестве в отложениях по транзиту потока. При съёмке места обвала с вертолёт 17 мая 2014 г. Г. Гоциридзе наблюдал и фотографировал устойчивые облака, которые, по его мнению, были скоплениями вулканического газа и пара. Тот же факт отмечен на фотоснимках 18 мая (рис. 5). По сообщению местных жителей, ветер доносил в долину запах серы. Обвал обрушился на склон большой крутизны — на оба боковых ледника и на язык основного ледника (рис. 6), вдоль которого образовался лавинообразный поток, набравший массу рыхлого материала в моренах ледника и ниже на бортах долины, а также забиравший воду. По оценке В.Н. Дробышева, максимальная скорость движения потока на языке ледника составила порядка 280 км/ч. У слияния рек Амилишки и Кабахи высота уровня зоны поражения составляла 15–20 м над руслом, крутизна бортов долины — 30–35°. В долине Кабахи поток шёл с заносами на вира-



Рис. 5. Место обвала в верховьях ледника:

a – 1987 г. (фото К.П. Рототаева); *б* – 17 мая 2014 г., видно облако пара и газа (фото МЧС по РСО-А и НПП ИнфоТЕРРА)

Fig. 5. Place of the ice fall on 18 May 2014.

a – 1987 (photo by K.P. Rototaev); *b* – 17 May 2014, vapour cloud is visible (photo of the EMERCOM of the Republic of North Ossetia-Alania and the RPE InfoTERRA)



Рис. 6. Склон горы Казбек после обвала (фото Г. Гоциридзе)

Fig. 6. Kазbek Mountain slope after the fall (photo G. Gotsiridze)

жах с разницей высоты заплеска по бортам от 10 до 20 м. В 1 км выше устья Кабахи площадь сечения потока была порядка 900–1000 м².

Поток вышел в долину Терека и продвинулся вниз по пойме, остановившись в нескольких десятках метров от сооружений строящейся Дарьяль-ГЭС. (рис. 7). Общий транзит каменно-ледовой лавины составил 10,4 км с перепадом высот 3150 м. В зоне транзита общий объём отложений оценивается порядка 700–900 тыс. м³, а суммарный объём отложений в Дарьяльском ущелье и в зоне транзита – около 2 млн м³. Образовавшийся завал состоял в основном из обломочного материала, лёд занимал менее четверти его объёма. Выше завала образовалось подпружное озеро, длина которого 18 мая была 300 м. Но уже в первые часы река начала врезаться в правый край завала и вскоре проложила устойчивое русло по гидротехническому тоннелю строящейся ГЭС. 19 мая уровень воды в озере понизился на 80–90 см.

В Дарьяльском ущелье погибли и пропали девять человек. На Военно-Грузинской дороге были завалены несколько большегрузных автомашин с водителями. Оказались разорванными обе нитки газопровода российского газа в Армению, опрокинута опора ЛЭП под левым бортом ущелья Терека. Событие стало национальной трагедией Грузии, был создан штаб по ликвидации последствий катастрофы во главе с министром внутренних дел.

После 17 мая ещё продолжались небольшие осыпания в месте отрыва, а также в верховьях



Рис. 7. Зона остановки обвала в Дарьяльском ущелье. Работы по возвращению Терека в старое русло (фото Г. Гоциридзе) <http://sunja-edu.livejournal.com/970730.html>

Fig. 7. Zone of the landslide stoppage in Darial gorge. Construction work to get Terek river in its old channel (photo by G. Gotsiridze)

обоих висячих ледников, которые наблюдались до 21 августа. Интересно, что у катастрофы были предвестники. Р.А. Тавасиев сообщает, что на космическом снимке ASTER от 16 мая 2014 г., т.е. за день до события, на заснеженной поверхности ледников отлично виден свежий след небольшого обвала с места будущей катастрофы [17]. Ещё раньше, на космическом снимке «Google Earth» от 01 сентября 2010 г. видно, что оба висячих ледника полностью покрыты каменным материалом обвалов (см. рис. 4). Возможно, катастрофу можно было бы предвидеть, однако на ледниках Казбека не велось постоянных наблюдений.

Заключение

Пульсирующий Девдоракский ледник был активен в конце XVIII — начале XIX вв., когда на Кавказе ещё не началось потепление после малого ледникового периода. Вероятно, причина пульсаций определялась морфологией ледника. Обширная относительно пологая область питания, расположенная на высотах 4600–4100 м, ниже продолжается крутопадающим огромным ледопадом (см. рис. 1 и 4). Масса льда и скорость его движения здесь очень высоки, но затем ледопад резко сужается, ледник входит в узкое ущелье, что вызывает подпруживание и накопление льда. В годы изучения казбекских завалов Г.С. Хатисян и Г.Г. Цулукидзе, хотя и не знали ещё детального строения ледника, но предполагали именно это

сужение и резкий поворот ущелья местом скопления льда, который затем сбрасывался.

При обследовании ледников Казбека во второй половине XIX в. учёные, наблюдая множество молодых морен, определили, что концы ледников отступают и размеры их уменьшаются. Был сделан вывод, что и Девдоракский ледник в этих условиях также потерял свою силу и при подвижках уже не может достичь ущелья Терека.

Последнее событие — обвал в области питания ледника 17 мая 2014 г. — не имеет отношения к подвижкам пульсирующего ледника. Неожиданный обвал массива скальной промёрзшей породы вместе с покрывающим его льдом был вызван, скорее всего, локальным поступлением тепла из недр Казбека. Всего за 12 лет до этого, в 2002 г., на его северном склоне произошла Кармадонская ледниковая катастрофа [11]. После изучения многими специалистами причин и механизма этого события оказалось, что выброс ледника Колка из своего ложа был следствием взрыва газов и накопления большого количества воды под ледником в условиях появившейся под ним новой тепловой аномалии.

Общие черты двух событий 2002 и 2014 гг. — их внезапность, выбросы пара и газа из открывшихся fumaroles, повышение температуры горных пород, очевидно, свидетельствуют о новых вулканических проявлениях в массиве Казбека. Р.А. Тавасиев сообщает о fumarole на леднике Мидаграбин и обвалах в 2002–2010 гг. на леднике Абано [17, 18]. Исследованиями геоло-

гов после Кармадонской катастрофы определено омоложение глубинного аппарата вулкана и взаимосвязанных с ним современных тектонических процессов и землетрясений. Обнаружены также зоны тепловых аномалий в районе вулканического центра Эльбруса и даже на самом ледниковом куполе. Все это способно провоцировать непредвиденные изменения ледников и стихийные гляциальные процессы катастрофического характера. Совершенно очевидно, что необходим постоянный мониторинг вулканических районов Кавказа — как наземный, так и аэрокосмический, который в настоящее время предоставляет особенно большие возможности.

Благодарности. Авторы признательны Н.И. Осокину за инициативу написания этой работы.

Литература

1. *Абих Г.В.* Несколько слов о состоянии в настоящее время Девдоракского ледника // Изв. Кавказского отдела ИРГО. 1877. Т. 5. С. 57–64.
2. *Асоян Д.С.* Структурно-геоморфологическое картографирование Северной Осетии-Алании с применением аэрокосмических изображений // Вопросы географии. Сб. 140. Современная геоморфология. М.: Издательский дом «Кодекс», 2015. С. 341–355.
3. *Божинский А.Н., Черноморец С.С.* Моделирование Казбекских ледниковых завалов XVIII–XIX веков // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 91–95.
4. *Варданянц Л.А.* Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива // Изв. ГГО. 1932. Т. 64. Вып. 1. С. 51–60.
5. *Висковатов А.А.* О периодическом Казбекском завале // Изв. Кавказского отдела РГО. 1864. Вып. 6. С. 12–29.
6. *Динник Н.Я.* Современные и древние ледники Кавказа // Зап. Кавказского отдела ИРГО. 1890. Т. 14. Вып. 1. С. 282–417.
7. *Дубянский В.В.* На Девдоракский ледник. Владикавказ: Изд. «Казбек», 1902. 50 с.
8. *Духовской А.И.* Наблюдения за Девдоракским ледником в 1909–1912 гг. в связи с данными о нём с 60-годов XIX столетия // Изв. Кавказского отдела РГО. 1915. Т. 23. Вып. 1. С. 1–21.
9. *Заалишвили В.Б.* Горы любят преподносить "сюрпризы" // Газета «Северная Осетия/Общество». 2015. 8 декабря. Запись *Н. Гогаевой* интервью с В.Б. Заалишвили.
10. *Запорожченко Э.В., Черноморец С.С.* История и изученность Казбекских завалов // Вестн. Кавказского горного общества. 2004. № 5. С. 33–54.
11. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
12. *Кошкуль Ф.* Нынешние и древние ледники Кавказского хребта. Исследования академика Абиха (перевод статей с французского и немецкого) // Зап. Кавказского отдела ИРГО. 1873. Кн. 8. С. 39–53.
13. *Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 428 с.
14. Сборник сведений о завалах, упавших с горы Казбека с 1776 по 1878 год на Военно-Грузинскую дорогу. Тифлис: Типография Главного Управления Наместника Кавказского и А.А. Михельсона, 1884. 446 с.
15. *Статковский Б.И.* О причинах происхождения Казбекского завала и о мерах для его предупреждения. Тифлис, 1877. 42 с.
16. *Статковский Б.И.* Задачи климатологии Кавказа. С-Пб.: Рус. Скоропечатня (П.С. Нахимова), 1878. 285 с.
17. *Тавасиев Р.А.* Катастрофические обвалы с ледника Девдорак // Вестн. Владикавказского научного центра. 2015. Т. 15. Вып. 1. С. 50–57.
18. *Тавасиев Р.А., Галушкин И.В.* Каменно-ледовый обвал с горы Казбек 17 мая 2014 года // Вестн. Владикавказского научного центра. 2014. Т. 14. Вып. 2. С. 43–45.
19. *Хатисян Г.С.* Казбекские ледники в период от 1862 года по 1887 год // Изв. ИРГО. 1889. Т. 24. Вып. 5. С. 326–346.
20. *Цомая В.Ш.* Снежные переносы, пульсации ледников в горах Кавказа и их последствия // Опасные гидро-метеорологические явления на Кавказе. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 176–203.
21. *Цулукидзе Г.Г.* Геологическое описание Девдоракской долины с ея ледниками и о причинах ледниковых завалов // Сборник сведений о завалах, упавших с горы Казбека с 1776 по 1878 год на Военно-Грузинскую дорогу. Тифлис: Типография Главного Управления Наместника Кавказского и А.А. Михельсона, 1884. С. 391–419.
22. *Черноморец С.С.* Новый "Казбекский завал" 17 мая 2014 г. // Природа. 2014. № 7. С. 67–72.
23. *Шуровский Г.Е.* Геологические очерки Кавказа // Сборник сведений о завалах, упавших с горы Казбека с 1776 по 1878 год на Военно-Грузинскую дорогу. Тифлис: Типография Главного Управления Наместника Кавказского и А.А. Михельсона, 1884. С. 287–295.

Критика и библиография

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-265-266

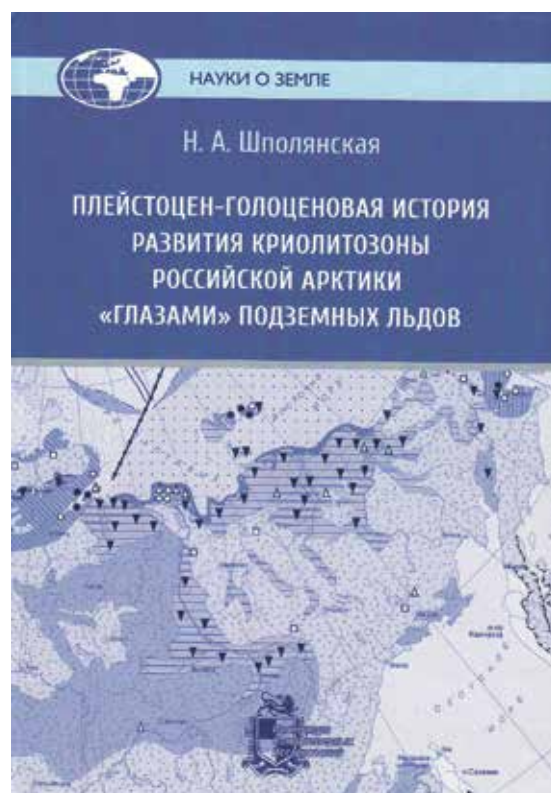
Рецензия на книгу Н.А. Шполянской «Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов»

Book review: N. A. Shpolyanskaya «Pleistocene-Holocene history of the development of the Russian Arctic permafrost zone in terms of ground ice»

В конце 2015 г. вышла в свет книга известного мерзлотоведа Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова Н.А. Шполянской «Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов» (Москва–Ижевск: изд. АНО Ижевский ин-т компьютерных исследований, 2015, 343 с., библиогр. с. 310–343). Это монография, посвящённая палеогеографии севера Евразии, повествует об истории развития и генезисе многолетнемерзлых пород на обширных пространствах Евразийского материка, в морях и на архипелагах Северного Ледовитого океана.

На основе богатейшего, в значительной мере собственного материала автором рассматривается непростая история формирования и развития арктической криолитозоны, которая неразрывно связана с Северным Ледовитым океаном и ледниковыми событиями на окружающей суше. Как известно, криолитозона занимает более 60% всей территории России и её история напрямую связана с гляциологией. Последний этап в развитии многолетнемерзлых пород и криолитозоны начался около 3 млн лет назад — со времени формирования ледниковых покровов в Гренландии и Исландии. Суровый климат господствовал на севере Евразии с конца плиоцена и ранних этапов плейстоцена до голоцена, причём предголоценовое похолодание 18–20 тыс. л.н. было самым значительным за последний миллион лет.

Автор книги убедительно показывает, что ледяные залежи в горных породах содержат информацию о характере наземного и подземного оледенения, о трансгрессиях и регрессиях Северного Ледовитого океана и по ним можно реконструировать историю окружающей среды



Арктики и Субарктики. Отдельно рассматриваются три больших региона Российской Арктики: западный сектор, где господствуют пластовые льды; восточный сектор с преобладанием полигонально-жильных льдов; северо-восточный сектор, где распространены оба эти вида льда. Н.А. Шполянская приводит составленную ей карту, на которой прослежена плейстоценовая история криолитосферы России.

На страницах книги приводится внушительный и весьма доказательный материал, позволяющий выделить три типа криолитозоны: субаэральную, субгляциальную и субмаринную.

Исследования Шполянской показали, что пластовые льды весьма неоднородны. Она выделила четыре основных типа: 1) изначально субмаринные; 2) прибрежно-морские; 3) инъекционные; 4) погребённые, изначально поверхностные. Каждый из этих типов имеет свой механизм формирования, подробно рассмотренный в книге. Почти половина объёма книги (с. 68–156) отведена анализу пластовых льдов субмаринного и прибрежно-морского генезиса. Приводится большой объём фактического материала, среди которого значительное место занимают результаты собственных исследований автора.

Завершая исследование западного сектора Арктики, где преобладают пластовые льды, автор утверждает, что субмаринная криолитозона формировалась во все эпохи плейстоцена (за исключением поздневалдайской), а для севера Западной Сибири и европейского северо-востока большую часть плейстоцена был характерен режим трансгрессии моря, которая началась в конце неогена — начале плейстоцена. Вслед за А.И. Поповым (1959), по мнению автора, максимальное опускание суши происходило в среднем плейстоцене, в эпоху максимального оледенения, когда море продвинулось на юг примерно до 60° с.ш.

Что касается ледников, то Н.А. Шполянская пишет, что в течение всего плейстоцена на северных равнинах покровное оледенение отсутствовало, а горно-долинное и сетчатое оледенение было распространено в предгорьях западных равнин, т.е. на Полярном Урале, в горах Бырранга и Путорана. Именно поэтому захоронения ледниковых льдов составляют, согласно автору, лишь малую долю пластовых льдов, причём формировались они в основном в субмаринных условиях. В восточном секторе Арктики подобные льды встречаются нечасто. Здесь, в отложениях равнин и низин, во все эпохи плейстоцена господствуют полигонально-жильные льды, которые и служат основными свидетелями развития этого региона в плейстоцене и голоцене.

В главе 8, где говорится о подземных льдах на восточно-арктическом шельфе, Н.А. Шполянская вступает в спор с рядом авторов, утверждающих, что в районе Новосибирских островов в морских отложениях среднего плейстоцена встречаются пластовые льды, представляющие собой остатки существовавшего здесь в среднем

плейстоцене локального покровного оледенения. Здесь Н.А. Шполянская подводит читателей своей книги к очень важному и нетривиальному выводу, ставящего под сомнение одно из фундаментальных положений палеогеографии плейстоцена. На основании генетической неоднородности пластовых льдов и особенностей залегания всех видов подземных льдов в Российской Арктике она утверждает, что «не прослеживается признанной ныне синхронности между событиями “ледниковый период — регрессия моря”, “межледниковый период — трансгрессия моря”». Подобное заключение, если бы оно было убедительно доказано, ставит под сомнение современный взгляд на гляциоэвстатическую природу колебаний уровня Мирового океана. И здесь возникают серьёзные претензии к автору книги. Всякое новое воззрение в науке рождается в полемике со старыми, иными воззрениями, и обязанность автора — всесторонне обсудить иные точки зрения и привести новые факты и доказательства, которые бы обосновывали эти новые воззрения.

В заключении книги автор утверждает: «Важный результат генетического анализа подземных льдов — вывод об отсутствии в плейстоцене на равнинах большей части севера Российской Арктики (примерно к востоку от полуострова Канин) покровных оледенений». Отметим, что наиболее последовательным сторонником противоположной точки зрения был М.Г. Гросвальд, опубликовавший много статей и книг в обоснование огромной роли именно ледниковых покровов в Арктике в эпоху плейстоцена. Однако Н.А. Шполянская просто проигнорировала позицию М.Г. Гросвальда (который, кстати, был её сокурсником в университете). В общем списке литературы нет ни одной ссылки на основополагающие работы М.Г. Гросвальда, известные во всём мире. Отсутствие полемики с М.Г. Гросвальдом на страницах этой книги сильно снижает убедительность выводов автора и об этом можно только пожалеть. А в целом книга, безусловно, представляет собой значительный вклад в палеогеографическую литературу, и подземные льды на севере Евразии действительно «раскрывают» наши глаза на историю природной среды севера Евразии за многие тысячи лет.

Академик В.М. Котляков

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2014 год**В.М. Котляков*, Л.П. Чернова**

Институт географии РАН, Москва

*vladkot4@gmail.com

Annotated bibliography of the Russian literature on glaciology for 2014**V.M. Kotlyakov*, L.P. Chernova**

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*vladkot4@gmail.com

Summary

The proposed annual bibliography continues annotated lists of the Russian-language literature on glaciology that were regularly published in the past. It includes 271 references grouped into the following ten sections: 1) general issues of glaciology; 2) physics and chemistry of ice; 3) atmospheric ice; 4) snow cover; 5) avalanches and glacial mudflows; 6) sea ice; 7) river and lake ice; 8) icings and ground ice; 9) the glaciers and ice caps; 10) palaeoglaciology. In addition to the works of the current year, some works of earlier years are added, that, for various reasons, were not included in previous bibliographies.

Предлагаемая библиография продолжает ежегодные аннотированные списки русскоязычной литературы по гляциологии, которые регулярно публиковались в прошлом. Помимо работ текущего года, в списке встречаются работы более ранних лет, по тем или иным причинам не вошедшие в предыдущие библиографические списки.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. Александр Николаевич Кренке (1931–2014) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 3. С. 115.

Некролог известному гляциологу, автору монографии «Массообмен в ледниковых системах на территории СССР».

2. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68, библ. 99.

Дана схема арктич. усиления потепления в 2000–2011 гг. и его ослабления в 2011–2013 гг., причиной чего служат изменения в мировой климатич. системе.

3. Анисимов О.А. Новая публикация: Marlene Laruelle. Russia's Arctic strategies and the future of the Far North. New York, 2013. 251 p. (Марлен Ларуэль. Арктические стратегии России и будущее Крайнего Севера. Нью-Йорк: Armonk, 2013. 251 с.) // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 143–144.

В книге анализируются соврем. изменения климата и прир. среды в качестве пускового механизма национальных и международных факторов формирования соврем. арктич. политики России.

4. Артуру Николаевичу Чилингарову — 75! // Российские полярные исследования. 2014. № 3 (17). С. 58–59.

О научной и научно-организац. деятельности известного полярника.

5. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2013 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 1. С. 113–120.

То же в ноябре 2013 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 2. С. 110–121.

То же в декабре 2013 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 112–120.

То же в январе 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 118–125.

То же в феврале 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 5. С. 115–122.

То же в марте 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 116–123.

То же в апреле 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 120–127.

То же в мае 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 8. С. 105–115.

То же в июне 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 111–121.

То же в июле 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 111–120.

То же в августе 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 11. С. 116–124.

То же в сентябре 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 109–116.

Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.

6. Большинов Д.Ю., Булатов Р.К. Возобновление гляциологических исследований на архипелаге Северная Земля // Российские полярные исследования. 2014. № 3 (17). С. 14–17.

Информация о создании стационара «Ледовая база «Мыс Баранова» на о. Большевик и начале стационарных гляциологических исследований на этой базе.

7. Вацалова Т.В. О некоторых «ветвях» дерева научной проблематики НИЛ снежных лавин и селей // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 17–23, библи. 14.
Анализ тематики исследований лаборатории за 50 лет.
8. Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор / Отв. ред. В.М. Котляков, Ю.П. Баденков, К.В. Чистяков. М., Издательский дом «Кодекс», 2014. 584 с., библи. в конце статей.
Шесть статей из 26 касаются развития ледниковых систем и катастрофич. явлений с участием снега и льда.
9. Гляциологический симпозиум «Роль снега и льда в природе и жизни людей». 15–17 января 2014 года. Программа заседаний и тез. докл. участников симпозиума. Новосибирск, 2014. 98 с.
Краткое содержание 45 русскоязычных и четырёх англоязычных докладов.
10. Зингер Е.М. Первопроходец середины XX века // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 114–116.
О жизненном пути и научных достижениях известного российского мерзлотоведа и гляциолога Б.И. Втюрина, входящего в своё 90-летие.
11. Иванов М.Н. Закономерности и аномалии распространения снега и льда на Земле // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 33–34.
Охарактеризована изменчивость параметров криосферы в 1968–2013 гг.
12. Клепиков А.В., Рябинин В.Э., Данилов А.И., Дмитриев В.Г. О подготовке проведения Международной полярной партнёрской инициативы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4 (102). С. 104–109, 113, 117, библи. 15.
Приведены решения, трансформировавшие предложение о проведении Международного полярного десятилетия в идею организации Международной полярной партнёрской инициативы.
13. Корнилов Н.А., Саватюгин Л.М., Сократова И.Н. К 100-летию А.Ф. Трёшникова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 5–14, библи. 6.
Охарактеризована научная и научно-организац. деятельность известного полярного исследователя.
14. Котляков В.М. Гляциологический симпозиум в Новосибирске // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 139–144.
Краткое содержание 43 докладов, сделанных с 15 по 17 января 2014 г. в Новосибирске в рамках Всемирного Форума Снега – 2014.
15. Котляков В.М. Как на месте «белого пятна» в центре Памира были открыты крупнейший ледник и высочайшая вершина // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 129–138.
История открытия в конце XIX в. крупнейшего на Памире ледника Федченко, работ Таджикско-Памирской экспедиции 1928–1932 гг. и Памирской аэрогляциологич. экспедиции Института географии АН СССР в 1968–1974 гг.
16. Котляков В.М., Глазовский А.Ф. Памяти Чарльза Суитинбенка // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 143–144.
Некролог известному британскому гляциологу, многие годы активно сотрудничавшему с российскими гляциологами, приведён список опубликов. книг Ч. Суитинбенка.
17. Котляков В.М., Жохов А.Д., Жохова Н.В., Ушакова М.Г. Архипелаг Северная Земля – география и история на сломе времён // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 135–142, библи. 10.
Отмечается вековой юбилей открытия в сентябре 1913 г. берегов неизвестных земель, разделяющих моря Карское и Лаптевых; освещены выполненные тогда исследования и сложная история топонимики архипелага.
18. Котляков В.М., Чернова Л.П., Коновалова Г.И. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 117–142.
Содержит 373 наименования и сопровождается именным указателем.
19. Липенков В.Я., Екайкин А.А., Шибеев Ю.А., Алехина И.А., Преображенская А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О. Перспективы развития лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ Росгидромета после получения гранта Российского научного фонда // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 135–139.
История создания и перспективы первой в России научно-исслед. лаборатории, специализирующейся на комплексном изучении ледяных кернов, палеоклимата и подледниковых озёр Антарктиды.
20. М.Ч. Залиханов (к 75-летию со дня рождения) // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 128.
Дела и достижения известного гляциолога, академика Михаила Чоккаевича Залиханова.
21. О юбилейных торжествах, посвященных 100-летию со дня рождения академика А.Ф. Трёшникова // Российские полярные исследования. 2014. № 2 (16). С. 40–41.
Содержание конференции, состоявшейся в ААНИИ 14 апреля 2014 г.
22. Памяти А.Ф. Трёшникова (к 100-летию со дня рождения) // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 127–128.
О жизненном пути и достижениях известного полярного исследователя.
23. Памяти З.М. Гудковича // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 125–126.
Некролог создателю и лидеру отечественной научной школы динамики арктич. ледяного покрова.
24. Попова В.В., Мацковский В.В., Михайлов А.Ю., Борзенкова А.В. Изменение климата суши внетропической зоны Северного полушария и индикаторы

ция режимов атмосферной циркуляции зимнего периода // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 61–62.

Показана связь изменчивости снежного покрова и морских льдов в 1951–2008 гг. с вариациями циркуляц. индексов NAO (Северо-Атлант. колебание), PNA (Тихоокеанско-Североамериканское колебание) и SCAND (Скандинавское колебание).

25. *Смирнов В.Г.* Николай Юргенс — мореплаватель и полярник // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 5. С. 62–67, 80, 83, библи. 12.

Жизненный путь (1847–1898) и вклад в исследование Арктики известного российского полярника.

26. 75-летие Артура Николаевича Чилингарова // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 5. С. 83.

Поздравление известному исследователю Арктики и Антарктики.

27. *Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Физико-географические закономерности формирования искусственных фирново-ледяных массивов // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 113–119, библи. 8.

Рассматривается производительность методов искусств. льдообразования при изменении климатич. условий с 1961 по 2010 г.

28. *Суркова Д.А.* Иван Дмитриевич Папанин. К 120-летию со дня рождения // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18). С. 53–55.

Жизненный путь выдающегося полярного исследователя.

29. *Суходровский Владимир Леонидович* (31.03.1924 – 15.01.2014) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 1. С. 108–109.

Некролог известному гляциологу, специалисту в области геокриологии и криогенной геоморфологии.

30. *Хромова Т.Е.* Развитие информационной основы комплексных исследований криосферы // Соврем. информац. технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле. Материалы Междунар. конф. Петропавловск-Камчатский, 8–13 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 94.

Результаты работ, направл. на развитие инфраструктуры пространств. данных для оценки и прогноза состояния быстро изменяющихся прир. льдов.

31. *Хромова Т.Е., Медведев А.А.* Инфраструктура пространственных гляциологических данных // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 81–82.

Характеризовано соврем. состояние и намечены перспективы развития системы организации гляциол. данных.

32. *Хромова Т.Е., Медведев А.А.* Инфраструктура пространственных гляциологических данных // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 117–128, библи. 15.

Представлена созданная в Институте географии РАН тематич. инфраструктура, в основу которой легли геопортальные решения и интеграц. технологии.

33. 60-летие Юрия Кирилловича Васильчука // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 2. С. 73.

Характеристика деятельности известного исследователя подземных льдов.

34. Эльбрусской комплексной экспедиции — 80 лет // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 124–126.

Об изучении процессов градообразования в Высокогорном геофизич. институте, выросшем на базе Эльбрусской комплексной экспедиции АН СССР с 1934 г.

35. Юбилей Натальи Андреевны Володичевой // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 2. С. 68–69.

Характеристика деятельности доцента кафедры криолитологии и гляциологии географич. факультета МГУ, известного лавиноведа, научного руководителя Эльбрусской учебно-научной базы МГУ.

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

36. *Бордонский Г.С.* Характеристика микроволновых свойств пресных ледяных покровов при пластической деформации // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 24–30, библи. 22.

Проводится идея необходимости учёта динамич. воздействий, в частности пластич. деформации, на микроволновые свойства ледяных структур на примере ледяных покровов озёр.

37. *Горбушин Н.А., Петров Ю.В.* О замерзании воды при интенсивном кратковременном ударном воздействии // ДАН. 2014. Т. 456. № 6. С. 659–661, библи. 15.

Проанализирован эффект замерзания капли воды при соударении с жёсткой преградой; предложена модель, хорошо согласующаяся с эксперимент. данными.

38. *Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Модели Титана с водно-ледяной оболочкой, каменно-ледяной мантией и ограничениями на состав железокремниевой компоненты // ДАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 334–339, библи. 15.

Характеристика внутр. строения и условий образования одного из спутников Сатурна на основе уникальных сведений, получ. с помощью орбитальной станции Cassini-Huygens.

39. *Курчатова А.Н., Мельников В.П., Рогов В.В.* Газо-содержащие кристаллиты льда в глинистых породах // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 717–720, библи. 12.

Обсуждаются процессы образования кристаллитов льда размером 100–500 мкм, впервые обнаруж. в диатомовых глинах палеогена в основании бугра пучения на юге Тазовского полуострова.

40. *Мельниченко Н.А., Стунжас П.А.* О процессах замерзания морской воды по данным лабораторных измерений методом ядерного магнитного резонанса // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 754–762, библи. 29.

Проведены измерения относит. содержания жидкой фазы в замороз. пробах морской воды, отобр. в заливе Петра Великого в Охотском море.

41. Сазонов К.Е., Добродеев А.А. Исследование прочности льда на изгиб в северо-восточной части Каспийского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 62–68, 110, 114, библи. 8.

По результатам натурных наблюдений в январе 2013 г. сделан вывод о недостаточной эффективности использования малых балок для определения прочности морского льда на изгиб.

42. Яковлев П.В., Яковлева Е.П. Математическая модель плавления льда в контактном теплообменнике // Инженерно-строит. вестн. Прикаспия. 2014. № 2 (8). С. 64–68, библи. 5.

Предложена модель, описывающая теплообмен при плавлении льда в теплообменнике контактного типа с греющей плитой в донной части.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД

43. Аржанова Н.М., Булыгина О.Н. Изменения характеристик гололедно-изморозевых явлений на территории России в последние десятилетия // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 44–46, библи. 3.

По данным 958 метеостанций с 1971 по 2012 г. не обнаружено значимых положит. тенденций.

44. Васильчук Ю.К. Новые данные о причинах изменения величины дейтериевого эксцесса в едином снегопаде // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 109–111, библи. 14.

Обсуждаются результаты натурного эксперимента во время затяжного снегопада 23–25 декабря 2003 г.

45. Голубев В.Н. Формирование и диагенез твердых атмосферных осадков // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 26–27.

Предложена принципиально новая диаграмма зависимости морфологии атмосферных кристаллов льда от абсолютного и относительного перенасыщения водяным паром.

46. Смородин Б.Л., Калинин Н.А., Давыдов Д.В. Моделирование процесса изменения температуры капель при выпадении замерзающих осадков // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 34–40, библи. 15.

Рассчитана толщина корки льда на мелких каплях, что вызывает образование замерзающих осадков, при синопт. ситуации, сложившейся в Пермском крае 14 декабря 2010 г., когда выпадал ледяной дождь.

47. Шакина Н.П., Горлач И.А., Скриптунова Е.Н., Комасько Н.И. Обледенение двигателей самолета в кристаллических облаках: анализ случая // Метеорология и гидрология. 2014. № 2. С. 85–91, библи. 6.

Анализ случая попадания самолёта в зону большой концентрации ледяных кристаллов и последовавшего затем обледенения 31 июля 2013 г.

48. Groisman P.Ya., Bogdanova E.G., Alexeev V.A., Cherry J.E., Bulygina O.N. Impact of snowfall measurement deficiencies on quantification of precipitation and its trends over Northern Eurasia (Влияние погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков и их тренды по Северной Евразии) // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 29–43, библи. 40.

В результате применения методики полной корректировки срочных осадков относительно станционных данных за 1955–2010 гг. показано, что различия между откорректированными и наблюденными зимними осадками могут достигать 100%, резко снижаясь после 1966 г.

4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

49. Абрамова А.С., Марченко Н.А., Терская Е.В. Исследование загрязнения снежного покрова в районах поселков Лонгйирбюен и Баренцбург (арх. Шпицберген) в 2013 году // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 7–13, библи. 3.

Сравнивается загрязнённость в местах потенциальных источников загрязнения и в точках условно фонового состояния прир. среды.

50. Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. Изменение климата на архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 16–21, библи. 4.

На основе данных м/с Баренцбург охарактеризованы толщина снежного покрова и морские ледовые условия во время относительно тёплой зимы 2013/14 г.

51. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 44–52, библи. 10.

Разработана модель, позволяющая с удовлетворит. точностью рассчитать статист. характеристики снеготопливных запасов на рассматриваемой территории, используя данные метеостанций и тысячеклетные ряды метеорол. величин, сгенерированных методом Монте-Карло.

52. Гневашева А.В., Иванов Б.В. Исследование радиационных характеристик наклонных снежных поверхностей архипелага Шпицберген // Ком-

- плексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 41–46, библиогр. 4.
- По результатам измерений 2007–2008 гг. определены значения альбедо на зап. склоне хр. Олафа, предложена оригинальная методика измерения составляющих коротковолнового радиац. баланса и последующих расчётов альбедо на заснеж. склоне.
53. *Голубев В.Н., Фролов Д.М.* Массообмен в системе атмосфера – снежный покров – подстилающая поверхность // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 28–29. Определены условия преобразования ледяных зёрен снега в назв. системе.
54. *Голубев В.Н., Фролов Д.М.* Особенности термического массообмена на границах раздела в системе атмосфера – снежный покров – подстилающая поверхность // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 24–40, библиогр. 18. Обобщение результатов экспериментов в холодильной камере.
55. *Горюнова Н.В., Петрига А.А.* Новые данные о количественном распределении и составе нерастворимых частиц в снежном покрове залива Грэн-фьорд, арх. Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 55–58, библиогр. 9. Результаты анализа интегральных проб снега из снежных шурфов, отобранных в январе–апреле 2008–2014 гг.
56. *Григорьев В.Ю., Попова Н.О., Телегина А.А.* Применение данных дистанционного зондирования для определения величины запаса воды в снежном покрове на севере ЕТР // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 70–78, библиогр. 2. Охарактеризовано соврем. состояние проблемы.
57. *Давыдов Е.А., Быков Н.И.* Воды. Летопись природы заповедника «Тигирекский», 2010 год. Кн. 8. ГПЗ Тигирекский. Барнаул, 2011, с. 30. Деп. В ВИНТИ РАН 05.11.2011. № 442–В2011. Характеристика состояния перелетовывающего снежника в 2010 г. в верховьях р. Бол. Тигирек.
58. *Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Туркеев А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О.* Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова антарктических мегадюн в районе подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4 (102). С. 78–89, 112, 116, библиогр. 48.
- Проанализированы новые данные о пространств. распределении изотопного состава снега, получ. в летние полевые сезоны 58-й и 59-й РАЭ (2013–2014 гг.).
59. *Енифанов В.П.* Акустическая стратиграфия снежного покрова как интегральный параметр его свойств // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 30. Исследованы кинетика накопления деформаций, повреждений, а также взаимодействие лавинного цуна с разновозрастными слоями снега.
60. *Енифанов В.П.* Применение акустических методов в исследованиях снежного покрова // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 101–113, библиогр. 29. Выполненные исследования показали перспективность применение метода акустич. стратиграфии снежного покрова.
61. *Енифанов В.П., Казаков Н.Ф.* Акустическая эмиссия как индикатор эволюции снежного покрова на горных склонах // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 81–87, библиогр. 9. Показаны возможности метода акустодинамич. диагностики снежного покрова.
62. *Истомина Е.А., Максюткова Е.В.* Возможное использование продуктов NODIS «snow cover» для характеристики пространственной структуры снежного покрова Предбайкалья // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 66–72, библиогр. 15. Апробация возможности использования материалов космич. съёмки в сочетании с данными гидрометеослужбы для анализа границ снежного покрова в зимы 2000/01, 2007/08 и 2008/09 гг. разной снежности.
63. *Коломыц Э.Г.* Структурно-эволюционный полиморфизм снежного покрова // География и прир. ресурсы. 2014. № 2. С. 22–34, библиогр. 32. Результаты колич. оценки полиморфной динамики метаморфич. преобразований снежного покрова на основе кристалломорфологии снега на примере стационарных наблюдений зимой 1976/77 г. в низкогорном районе Нижнего Приамурья.
64. *Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Турчанинова А.С.* Крупномасштабная оценка коллективного и индивидуального лавинного риска на примере горнолыжного комплекса Ведучи (Чеченская Республика) // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 50–58, библиогр. 15. Предложена методика расчётов, на основе которой сделан вывод, что территория горнолыжного комплекса имеет допустимые уровни индивидуального лавинного риска.
65. *Коронкевич Н.И., Кочуров Б.И., Осокин Н.И.* Эволюционное направление в снеговедении: фундаментальный труд // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 5. С. 142–144. Рецензия на атлас–монографию Э.Г. Коломыца «Теория эволюции в структурном снеговедении» (М.: ГЕОС, 282 с.).

66. Макаров В.Н. Геохимия снежного покрова таёжных и горных мерзлотных ландшафтов Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 73–80, библиогр. 8.
Обобщение результатов снегосъёмок 2011–2012 гг. по маршруту длиной в 800 км вдоль федеральной автодороги «Колыма».
67. Мартынова Ю.В., Володин Е.М. О связи между аномалиями снежного покрова осенью и аномалиями динамики атмосферы последующей зимой по данным модели INMCM4 // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и природ. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 96–97, библиогр. 2.
Исследуется чувствительность модели на территории Евразии.
68. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории и России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 72–80, библиогр. 15.
На основе данных маршрутных снегосъёмок 2001–2010 гг. построены карты распределения средней толщины и плотности снежного покрова на территории страны.
69. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 50–58, библиогр. 14.
На основе результатов измерений весной 2013 г. в районе метеостанции Баренцбург вычислены средние значения коэф. эффективной теплопроводности глубинной изморози и зернистого смёрзшегося снега.
70. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Накалов П.Р. Термическое сопротивление снежного покрова и его изменчивость // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 4. С. 70–77, библиогр. 23.
Показано, что глубина промерзания сезонномёрзлого грунта ряда районов Красноярского края и Республики Коми лучше коррелирует с величиной термич. сопротивления снежного покрова, чем с его толщиной.
71. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 39–49, библиогр. 21.
Рассматриваются колебания сроков установления снежного покрова на территории России в 1950–2008 гг. по данным наблюдений и результатам числ. экспериментов Planet Simulator.
72. Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л. Оценка экономического риска для горнолыжных курортов, связанного с изменением продолжительности залегания снежного покрова // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 100–106, библиогр. 30.
Сделан вывод о необходимости детального анализа возможных изменений климатич. ситуации при организации новых зимних курортов.
73. Сократов С.А., Шныпарков А.Л., Селиверстов Ю.Г. Оценка экономического риска для горнолыжных курортов, связанного с изменением продолжительности залегания снежного покрова // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 71.
Показана изменчивость продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на сев. склоне хр. Аибга на Кавказе (от 20 до 120 дней в году).
74. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Экспериментальные исследования эффективного коэффициента теплопроводности снега // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 76.
Приведены значения эффективного коэф. теплопроводности глубинной изморози и зернистого смёрзшегося снега разной плотности.
75. Сосновский А.В., Осокин Н.И., Накалов П.Р. Изменчивость параметров снежного покрова, влияющих на промерзание грунтов // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 74–75.
Сопоставляются данные о толщине снега в разных районах России в 1966–2000 и 2001–2010 гг.
76. Тентюков М.П. Послойный снегосборник с прямоугольным сечением // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 81–84, библиогр. 6.
Характеристика прибора, позволяющего получить пробы снега с ненарушенной структурой снежного покрова.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

77. Андреев Ю.Б. Моделирование краткосрочного локально-фонового пространственно-временного прогноза метелевых лавин в Хибинах // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 4–16, библиогр. 16.
Попытка найти подходы к теоретич. решению проблемы.
78. Благовещенский В.П., Берман О.А., Гуляева Т.С., Жданов В.В., Татькова М.Е. Лавинная опасность и борьба с лавинами в Казахстане // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 12–13.
Показана актуальность задачи модернизации снеголавинной службы и системы защиты от лавин.
79. Благовещенский В.П., Гуляева Т.С., Берман О.А., Жданов В.В., Татькова М.Е. Лавинная опасность и защита от лавин в Казахстане // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 120–128, библиогр. 24.

Охарактеризованы лавинная опасность, методы её оценки и картографирования, современное прогнозирование лавин, строительство защитных сооружений.

80. *Боброва Д.А.* Оценка лавинной опасности на равнинных территориях о. Сахалин: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Хабаровск: Ин-т водных и экологич. проблем ДВО РАН, 2014. 24 с., библи. 22.

Установлено, что лавины на равнинных территориях о. Сахалин сходят со склонов дюн, бугров пучения, просадочных впадин, речных террас; предложен новый метод расчёта дальности выброса лавин нового снега.

81. *Боброва Д.А., Кононов И.А., Казаков Н.А.* О возможности использования данных о вовлеченных в лавину объектах для оценки ее параметров // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 1. С. 101–105, библи. 11.

Сделан вывод о возможности определения характеристик лавин на основе наблюдений за перемещением ей попавшего в лавину бульдозера.

82. *Володичева Н.А., Олейников А.Д., Володичева Н.Н.* Катастрофические лавины и методы борьбы с ними // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 63–71, библи. 21.

Отмечены рост повторяемости особо крупных лавин 1%-й обеспеченности во второй половине XX в. и общий спад лавинной активности в начале XXI в.

83. *Володичева Н.А., Олейников А.Д., Володичева Н.Н., Гузенко М.Л.* Катастрофические лавины и инженерные методы борьбы с ними в различных горных районах // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 18–19.

Сопоставлены комплексы инженерной защиты в Альпах, Приэльбрусье, Хибинах и Норвегии.

84. *Ефремов Ю.В.* Адаптация инфраструктуры к глобальным изменениям на примере Зимних Олимпийских игр в Сочи–2014 // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 332–351, библи. 26.

Охарактеризована опасность снежных лавин, оползней и селей, дано описание их динамики под воздействием широко-масштабного строительства олимпийских объектов.

85. *Казаков В.А.* Прогноз лавин по 27-дневным циклам солнечной активности // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 35–36.

Предложена новая методика прогноза с оправдываемостью до 95%.

86. *Казакова Е.Н.* Природные и антропогенные лавинные комплексы морских берегов (на примере о. Сахалин): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Хабаровск: Ин-т водных и экологич. проблем ДВО РАН, 2014. 24 с., библи. 31.

Обоснована высокая степень лавинной опасности береговых комплексов, составлена картосхема прир. и антропоген-

ных береговых лавинных комплексов Юж. Сахалина в м-бе 1 : 1 000 000.

87. *Котляков В.М.* Стихийные бедствия в горах и их влияние на социально-экономическое развитие // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 205–233, библи. 6.

Характеристика катастрофич. явлений в горах, в том числе с участием снега и льда.

88. *Перов В.Ф.* Селевые явления: Терминологический словарь. 2-е изд., дополненное. М.: Изд-во МГУ, 2014. 72 с.

Даны определения и краткие характеристики более 150 понятий и терминов, отражающих генезис, условия и механизм формирования, морфологию и динамику, методы изучения и меры защиты от селей.

89. *Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Демянчук Ю.В.* Лахары на андезитовых вулканах: эндогенный механизм формирования (на примере вулкана Шивелуч) // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 88–121, библи. 41.

На основе анализа опублик. данных и результатов экспедиций 2008–2013 гг. выделены значимые факторы механизма зарождения нивальных лахаров.

90. *Хацаева Ф.М., Томаев В.А.* Современные опасные природные процессы в горах Республики Северная Осетия – Алания // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 395–416, библи. 15.

Представлены карты лавинной и селевой опасности.

91. *Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е.* Сравнительный анализ влияния изменчивости характеристик снега на лавинообразование // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 83–84.

Рекомендации для проектирования сети мониторинга характеристик снега в лавинных очагах в различных географич. условиях.

92. *Шнытарков А.Л.* Селевая деятельность в верховьях реки Аргун (долина реки Хачаройахк) // Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. М., 2014. С. 122–139, библи. 7.

Даны рекомендации для снижения селевой опасности в районе будущего строительства горнолыжного курорта «Ведучи».

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

93. *Алексеев Г.В.* Исследование взаимодействия океана и атмосферы в Северной полярной области по программам крупномасштабных натурных экспериментов НЭВ, «ПОЛЭКС–Север», «Разрезы» в 1960–1980-е годы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 41–52, 127, 130, библи. 46.

Раскрыта тематика исследований, представлены карты-схемы работ в Северо-Европейском бассейне и в Северной Атлантике.

94. *Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В.* Исследования Южного океана по научным программам ААНИИ: от программы «ПОЛЭКС-Юг» до ФЦП «Мировой океан» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 65–85, 128, 131, библиограф. 31.

Охарактеризованы этапы исследований, включавшие в себя изучение морских льдов, в последние 60 лет.

95. *Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Пяткин В.П.* Программные технологии в космическом мониторинге ледяного покрова Арктики // Региональные проблемы дистанц. зондирования Земли. Материалы Междунар. науч. конф. Красноярск, 23–26 ноября 2014 г. Красноярск, 2014. С. 15–19, библиограф. 9.

Рассмотрены космич. системы мониторинга ледяного покрова, методы построения полей дрейфа льда и изучения многолетних изменений ледяного покрова арктических морей.

96. *Баженова Е.А.* Экспедиция PS87 (2014) на НЭС «Полярштерн»: исследования в центральной части Северного Ледовитого океана // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18). С. 29–30.

Представлены карта маршрута и характеристика ледовой обстановки с 5 августа по 8 октября 2014 г.

97. *Байдин А.В., Мелешко В.П.* Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океана // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–18, библиограф. 25.

Показано, что сокращение площади морского льда служит главным фактором усиления потепления климата Арктики в последние десятилетия.

98. *Балакин А.А., Алексеев Г.В., Богородский П.В., Харитонов В.В., Соколов В.Т.* Вертикальные потоки тепла в верхнем 400-метровом слое Арктического бассейна по данным наблюдений на дрейфующей станции «Северный полюс – 38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 41–56, 110, 114, библиограф. 38.

Приведена карта дрейфа станции с 1.11.2010 по 20.09.2011 г. и сделаны подсчеты величин потока тепла к нижней поверхности морского льда.

99. *Богородский П.В., Макштас А.П., Марченко А.В., Кустов В.Ю.* Роль угольного загрязнения в интенсификации таяния припайного льда в бухте Свеабукта (залив Ван-Майен-фьорд), о. Западный Шпицберген // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 91–100, библиограф. 20.

По результатам анализа образцов льда, отобранных весной 2010 г., установлено, что сроки начала таяния его верхних слоёв тесно связаны со степенью его загрязнения.

100. *Богородский П.В., Марченко А.В.* Термодинамические эффекты при замерзании двух слоев воды,

разделенных слоем морского льда // Океанология. 2014. Т. 54. № 2, С. 170–177, библиограф. 15.

Проанализированы результаты лабораторного эксперимента, дополненные расчётами по термодинамич. модели.

101. *Бухаров М.В., Миронова Н.С., Ущехо И.Г., Котилевская А.М., Лосев В.М., Бухаров В.М.* Распознавание свойств льда в Охотском море по картам индекса рассеяния // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 56–67, библиограф. 9.

Показана перспективность применения всепогодных ежесуточных карт индекса рассеяния, составл. по данным спутникового микроволнового радиометра ANSU для Охотского моря.

102. *Бычкова И.А., Захватина Н.Ю.* Современные спутниковые методы обнаружения и классификации ледяного покрова арктических морей // Российские полярные исследования. 2014. № 1 (15). С. 27–31.

Описание методик использования данных радиолокац. спутников для определения состояния морского ледяного покрова в конкретном районе, наличия полыней и разводов, направления дрейфа опасных ледяных образований.

103. *Вакульская Н.М., Плотников В.В.* Оценка параметров состояния ледяного покрова Берингова моря // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 1. С. 92–100, библиограф. 6.

На основе анализа многолетнего однородного архива декадных наблюдений за состоянием морского льда выявлено взаимно однозначное соответствие значений толщины и преобладающего размера льдин.

104. *Владимирова Д.О., Екайкин А.А.* Климатическая изменчивость в секторе моря Дейвиса (Восточная Антарктида) за последние 250 лет по данным геохимических исследований ледяного покрова из скважины 105-го км // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 102–113, 129, 131, библиограф. 24.

Выявлены периоды изменчивости климатич. характеристик за 6, 9, 12, 32 и 120 лет, показано уменьшение площади морского льда в исследуемом секторе Антарктики за последние 250 лет.

105. *Говорина И.А.* Международная экспедиция LEAST на Шпицбергене весной 2014 г. // Российские полярные исследования. 2014. № 2 (16). С. 29–30.

Информация о накоплении большого объёма данных о состоянии и структуре морского ледяного покрова в прикромочной зоне архипелага Шпицберген.

106. *Данилов А.И., Алексеев Г.В., Клепиков А.В.* Последствия изменения климата для морской деятельности в Арктике // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 91–99, библиограф. 12.

Охарактеризовано соврем. состояние проблемы.

107. *Державин В.Л.* Влияние ледовых условий на судоходство в районе Новой Земли и Шпицбергена в XVI–XVII вв. // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 107–114, библиограф. 12.

На основе свидетельств мореплавателей XVI–XVII вв. показана мера изменчивости ледовой обстановки в Баренцевом и Карском морях в этот период.

108. Дубина В.А., Плотников В.В., Кот Н.С. Дрейф льда в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2014. Т. 178. С. 148–156, библи. 2.

На основе архива изображений, построенных по измерениям спектрорадиометров МОДИС, принятых со спутников Terra и Aqua в 2004–2011 гг., оценена динамика ледяного покрова на всей акватории залива Петра Великого.

109. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Особенности дрейфа льдов в Арктическом бассейне и циркуляции атмосферы Северного полушария в начале XXI столетия // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 109–116, библи. 10.

Показана связь особенностей дрейфа льда в Арктич. бассейне с особенностями синоптич. макропроцессов Сев. полушария.

110. Захваткина Н.Ю., Бычкова И.А., Волков В.А. Методы автоматизированной классификации морского льда в Арктике по спутниковым радиолокационным данным // Региональные проблемы дистанц. зондирования Земли. Материалы Междунар. науч. конф. Красноярск, 23–26 ноября 2014 г. Красноярск, 2014. С. 150–154, библи. 6.

Описание применяемых методов.

111. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 85–90, библи. 19.

Установлено наличие двух ветвей арктич. фронта, их квазистационарности в 1948–2010 гг. и синхронности изменений циклонич. активности в Арктике и Субарктике, а также обратной связи между притоком тёплых атлант. вод и ледовитостью Баренцева моря.

112. Зубакин Г.К., Иванов Н.Е. Дрейф айсбергов и ледяных полей в северо-восточной части Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 65–78, библи. 20.

Результаты анализа дрейфа 10 айсбергов и 18 ледяных полей с конца мая по сентябрь 2009 г.

113. Иванов Б.В., Безгрешнов А.М. Характеристики припайного льда в заливе Прюдс (на примере бухты Саннефьорд) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 33–40, 110, 114, библи. 6.

Результаты натурных исследований в 2011 и 2012 гг. вблизи станции Прогресс в Антарктиде.

114. Клепиков А.В., Данилов А.И., Алексеев Г.В., Антипов Н.Н. Исследование морской криосферы Арктики и Антарктики // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 37–38.

Показаны изменения морских льдов в XXI в. по сравнению с последней третью XX в.

115. Коротков А.И., Кашин С.В. Антарктический припай — эффективный показатель характера развития ледовых процессов в Южном океане // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 86–101, 128, 131, библи. 19.

Обсуждаются причины одновременного отдаления сроков разрушения припая, вплоть до сохранения его невзломанным, и уменьшения толщины морского льда в последнюю тысячу лет.

116. Коротков А.И., Кашин С.В. Ухудшение ледовых условий в Южном океане // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18). С. 12–16.

Показана внутри- и межгодовая изменчивость ледовитости 1979–2014 гг., обнаружено её направл. увеличение в 2007–2014 гг.

117. Коротков А.И., Мартыанов В.Л., Бессонов В.И. Ледовый плен судна «Академик Шокальский» в море Дюрвиля // Российские полярные исследования. 2014. № 1 (15). С. 45–48.

Показаны динамика ледовитости у побережья Антарктиды в пределах 140–160° в.д. и тенденция повышения ледовитости в Южном океане в 2012–2014 гг.

118. Коротков А.И., Федяков В.Е., Кораблев В.Е. Детализированная схема распределения айсбергов в Южном океане // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 89–96, 111, 115, библи. 16.

По результатам анализа базы данных ААНИИ показаны увеличение ледовитости в начале XX в., 1960-х годах, начале XXI в. и её снижение в середине XX в.

119. Лебедев Г.А., Федотов В.И., Черепанов Н.В. О значении переохлаждения морской воды и образования внутриводного льда при формировании водной массы и ледяного покрова в Восточно-Сибирском и Чукотском морях // Метеорология и гидрология. 2014. № 2. С. 45–55, библи. 19.

Обсуждается малоизуч. проблема внутриводного ледообразования вследствие переохлаждения морской воды.

120. Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н. Средние многолетние характеристики нарушений сплошности льда по спутниковым данным на традиционных маршрутах плавания в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 13–26, 109, 113, библи. 6.

Предложена методика выбора оптимального маршрута плавания на основе анализа данных о повторяемости полыней и попутных разрывов в морском ледяном покрове.

121. Лукин В.В. Завершение работ 59-й Российской антарктической экспедиции // Российские полярные исследования. 2014. № 2 (16). С. 24–25.

Характеристика исследований с борта НЭС «Академик Трешников», закончившихся 9 июня 2014 г.; отмечаются экстремально сложные ледовые условия в Антарктике.

122. Люшвин П.В. Метанотрофное таяние арктического льда // Рыбное хозяйство. 2013. № 4. С. 50–52, библи. 3.

Показано, что при торошении метанотрофного льда на его поверхности оказываются серые продукты и детрит, что уменьшает альбедо и ускоряет таяние такого льда.

123. *Макшутас А.П., Тимачев В.Ф., Соколов В.Т., Кустанов В.Ю., Говорина И.А.* Процессы турбулентного энергообмена на границе морской лёд – атмосфера по историческим данным и данным дрейфующих станций «Северный полюс – 35» и «Северный полюс – 39» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 53–64, 128, 130, библи. 23.

Выявлены большие отличия характеристик энергообмена в центр. части Сев. Ледовитого океана по сравнению с сев. периферией Баренцева и Карского морей.

124. *Марченко А.В.* Мониторинг дрейфующего льда и айсбергов в северо-западных районах Баренцева моря и фиордах Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 198–204, библи. 4.

На основе анализа показаний буёв Oceanetic Measurements, установл. на лёд в 2008–2014 гг., выяснено преобладание дрейфа в юго-зап. направлении.

125. *Матишов Г.Г., Джениук С.Л., Моисеев Д.В., Жичкин А.П.* О природе крупных гидрометеорологических аномалий в арктических и южных морях России // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 1. С. 36–46, библи. 31.

Рассматриваются причины положит. аномалии температуры воздуха и сокращения морского ледяного покрова в начале 2012 г.

126. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В., Чикина Л.Г.* Ледовый режим Азовского моря и климат в начале XXI века // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 603–607, библи. 13.

Показана динамика продолжительности периода ледостава в 2005–2014 гг., не свидетельствующая о глобальном потеплении.

127. *Немировская И.А.* Углеводороды в снежно-ледяном покрове различных районов Белого моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 328–337, библи. 31.

По материалам 2008–2012 гг. приводятся данные по содержанию углеводородов в сопоставлении с содержанием органич. углерода, липидов и взвесей в снежно-ледяном покрове прибрежных районов Двинского и Кандалакшинского заливов Белого моря.

128. *Плотников В.В., Дубина В.А.* Характеристика ледяного покрова Амурского залива в районе полуострова Ломоносова, включая бухты Перевозная и Нарва // Актуальные проблемы освоения биологических ресурсов Мирового океана. Материалы 3-й Междунар. науч.-техн. конф. Владивосток, 27–29 мая 2014 г. Ч. 1. Пленарные доклады. Водные биоресурсы, экология, рыболовство и аквакультура. Морская инженерия. Владивосток, 2014. С. 233–237, библи. 4.

Особенности ледяного покрова исследованы на основе архивных данных и анализа спутниковых изображений высокого и среднего разрешения.

129. *Порубаев В.С.* Максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 75 – 81, 111, 115, библи. 9.

Обсуждаются результаты съёмки рельефа нижней поверхности морского ледяного покрова с борта атомных подводных лодок.

130. *Ставров К.Г., Костенич А.В., Червякова Н.В., Пирогова Е.А.* Возможность получения качественной информации многолучевым эхолотом ЕМ-122 в ледовых условиях // Навигация и гидрография. 2011. № 32. С. 43–49, библи. 2.

Показано, что при толщине льда до 1,4 м и на скоростях более трёх узлов происходит потеря батиметрич. данных с последующим восстановлением при снижении скорости судна.

131. *Тихонов В.В., Репина И.А., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.* Новый алгоритм восстановления сплоченности морского ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования // Исследование Земли из космоса. 2014. № 2. С. 35–43, библи. 39.

Разработан новый алгоритм расчёта сплочённости морского льда и проведена его проверка по данным визуальных наблюдений в морях Баренцевом и Лаптевых.

132. *Фролов А.В.* Гидрометеорологическое обеспечение морской деятельности в Арктике: новые технологии // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18), с. 3–5.

Информация о существ. модернизации в России системы гидрометеорол. наблюдений, в том числе за арктич. льдами.

133. *Фролов С.В.* Работа научного отряда ААНИИ в экспедиции «ВГКШ – 2014» // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18). С. 9–10.

Описание ледовых наблюдений с борта НЭС «Академик Федоров» во время экспедиции по определению границ континентального шельфа 12–28 октября 2014 г.

134. *Якунин Л.П.* Атлас основных параметров ледяного покрова Баренцева моря. Владивосток: изд. Дальневост. федерального ун-та, 2012. 120 с.

Атлас содержит пояснит. текст, графики внутри- и межгодового хода максим. ледовитости, ежедекадные карты границ распространения льда, границ льда разной сплочённости и преобладающего распространения однолетнего льда.

7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

135. *Асламов И.А., Козлов В.В., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Гранин Н.Г.* Оценка потока тепла на границе вода – лёд на Байкале по экспериментальным данным // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 477–480, библи. 12.

Колич. описание процесса нарастания толщины ледяного покрова по данным натурного эксперимента в феврале–марте 2012 г.

136. Атавин А.А., Зиновьев А.Т., Кудишин А.В. Ледотермический режим нижнего бьефа Новосибирского гидроузла // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 2. С. 123–130, библиографический список. 15.

Сопоставлены результаты компьютерного моделирования и натурные данные.

137. Бордонский Г.С., Крылов С.Д. О природе кольцевых образований на спутниковых снимках ледяного покрова озера Байкал // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 27–31, библиографический список. 12.

Предложена гипотеза, объясняющая появление на заснеженном ледяном покрове оз. Байкал кольцевых образований диаметром 7–8 км.

138. Бузин В.А., Горошкова Н.И., Стриженко А.В. Максимальные заторные уровни воды северных рек России в условиях изменения климата и антропогенного воздействия на процесс заторования // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 55–61, библиографический список. 7.

Обсуждается эффективность противозаторных мероприятий на реках Сухона, Томь и Лена в XX–XXI вв.

139. Вуглинский В.Г. Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2014. № 3. С. 32–45, библиографический список. 11.

Дана оценка изменений продолжительности ледостава и максим. толщины ледяного покрова за последние 30 лет по отношению к предшествующему периоду по данным наблюдений на ряде озёр в различных природно-климатических зонах страны.

140. Голубев В.Н. Формирование ледового покрова на пресноводных водоемах и водотоках // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 2. С. 9–16, библиографический список. 30.

Теоретическое исследование условий и результатов формирования поверхностного слоя ледяного покрова.

141. Земцов В.А., Вершинин Д.А., Инишев И.Г. Научное обоснование мероприятий по защите от наводнений, связанных с заторами льда на реках (на примере р. Томь, Западная Сибирь) // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциологического симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 31–32.

Разработана двумерная гидродинамическая модель русловой сети, позволяющая оценивать опасности и риски заторных наводнений, а также влияние заторов на формирование русловой сети.

142. Земцов В.А., Вершинин Д.А., Инишев И.Г. Имитационное моделирование заторов (на примере р. Томь, Западная Сибирь) // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 59–68, библиографический список. 19.

В системе SMS 9.2 разработана двумерная гидродинамическая модель русловой сети, дающая возможность оценивать опасности и риски заторных наводнений.

143. Калинин В.Г., Чичагов В.В. Многолетняя изменчивость сроков ледообразования на реках водосбора Воткинского водохранилища // Метеорология и гидрология. 2014. № 7. С. 83–92, библиографический список. 10.

По данным более чем за столетний период по трём гидрологическим постам не выявлено статистически значимых изменений сроков появления ледовых образований на реках.

144. Малыгин И.В. Методика прогноза образования ледовых заторов на реках на основе теории распознавания образов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 3. С. 43–47, библиографический список. 7.

Приведены схема прогнозного алгоритма и результаты его работы на примере участка р. Северная Двина.

145. Морозова О.В. Комбинированные способы искусственного ослабления прочности льда на затопленных участках рек с применением реагентной технологии // Фундаментальные исследования. 2014. № 9. Ч. 7. С. 1461–1465, библиографический список. 5.

Рассмотрены риски чрезвычайных ситуаций, связ. с весенним половодьем в Иркутской области; дан анализ рисков при применении взрывных технологий в борьбе с заторами льда, с этой целью предложено использовать рассол из местного месторождения.

146. Обзоров В.А., Смакшин В.К. Ледовый режим рек Забайкалья в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 3. С. 227–234, библиографический список. 7.

Отмечается уменьшение с 1958 по 2008 г. продолжительности ледостава в среднем на 8 дней и толщины речного льда на 4–32%.

147. Умирханов М.Г. Модельные исследования заторных явлений на реках // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 63–66, библиографический список. 8.

Рассматривается вопрос определения толщины льдин, вовлекаемых под кромку речного льда, и момента, когда льдины перестают вовлекаться под ледяной покров и скапливаются перед преградой.

148. Якименко О.В., Сиротнюк В.В. Армирование ледовых переправ // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 1. С. 88–91, библиографический список. 8.

Показана важность вмораживания в ледяную переправу армирующих материалов для предотвращения резкого пролома льда под транспортом.

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

149. Алексеев В.Р. Наледность криолитозоны и прирост русловой сети // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 69–80, библиографический список. 20.

Выполнены расчёты, свидетельствующие об исключительно большой роли наледей в трансформации русловой сети и структуры долинных ландшафтов.

150. Алексеева Л.П., Алексеев С.В., Кононов А.М. Геохимические особенности подземных текстуробразующих льдов алмазоносных районов Западной Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 101–112, библиографический список. 25.

На основе анализа образцов, отобранных в 2004–2010 гг., расширены представления о подземном льдообразовании в скальных горных породах.

151. *Анисимов О.А., Забойкина Ю.Г., Кокорев В.А., Юрганов Л.Н.* Возможные причины эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики // *Лёд и Снег*. 2014. № 2 (126). С. 69–81, библи. 43.

Опровергается гипотеза о возможности в обозримом будущем «метановой катастрофы» на шельфе Арктики.

152. *Большаинов Д.Ю.* Российско-Германская экспедиция «Лена – 2014» приступила к работе // *Российские полярные исследования*. 2014. № 2 (16). С. 46–47.

Известие о начале 31 марта 2014 г. работы экспедиции, в тематику которой включены изотопные исследования кислорода и водорода в ледяных жилах для восстановления климатич. изменений в последние 10 тыс. лет.

153. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Йошикава К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н.* Изотопный состав ледяного ядра позднеголоценового булгунняха на месторождении Песцовое в долине реки Евояка на юге Тазовского полуострова // *Криосфера Земли*. 2014. Т. 18. № 47–58, библи. 25.

Результаты детального исследования льда булгунняха, образовавшегося в две стадии: 5 и 2,5 тыс. л.н.

154. *Кадебская О.И., Чайковский И.И.* Минеральные образования пещеры Победа (Башкортостан), связанные с формированием и оттаиванием многолетнего льда // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2014. № 3. С. 66–72, библи. 8.

Обсуждаются результаты комплексного анализа образцов из нескольких участков многолетней пещерной наледи.

155. *Крицук Л.Н., Дубровин В.А., Ястреба Н.В.* Результаты комплексного изучения динамики береговой зоны Карского моря в районе метеостанции Марре-Сале с использованием ГИС-технологий // *Криосфера Земли*. 2014. Т. 18. № 4. С. 56–69, библи. 19.

Сделан вывод, что основной причиной неравномерности скорости отступления бровки береговых обрывов служит дискретное размещение крупных залежей подземных льдов.

156. *Мельников В.П., Нестеров А.Н., Поденко Л.С., Решетников А.М.* Влияние диоксида углерода на плавление подземного льда // *ДАН*. 2014. Т. 459. № 3. С. 337–339, библи. 13.

Обсуждаются результаты экспериментов в реакторе высокого давления, показавшие сильное влияние повышения давления CO₂ на понижение температуры плавления льда.

157. *Опокина О.Л., Слагода Е.А., Томберг И.В., Суслова М.Ю., Фирсова А.Д., Ходжер Т.В., Жученко Н.А.* Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея // *Лёд и Снег*. 2014. № 2 (126). С. 82–90, библи. 20.

Распространение полигонально-жильных льдов и генезис осадков подтверждают обширную регрессию моря в сартанское время.

158. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Мельников В.П., Облогов Г.Е.* Оценка атмосферной палеоциркуляции по изотопному составу полигонально-жильных льдов // *ДАН*. 2014. Т. 457. № 5. С. 608–611, библи. 13.

На основе изотопного анализа образцов, отобранных на побережье Сев. Ледовитого океана от 10° до 170° в.д., сделан вывод о неизменности характера атмосферной циркуляции в последние 50 тыс. лет.

159. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В.* Мерзлые породы и подземные льды – архив данных для реконструкции глобальных изменений природы Западной Арктики // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 282–286, библи. 13.

Приведены данные, свидетельствующие, что формирование ледникового щита в Баренцевом и Карском морях в период последнего оледенения (МИС 2) не оказывало существенно-го влияния на параметры атмосферной циркуляции.

160. *Топчиев А.Г.* Аэрокосмические методы исследования наледей и подземных вод криолитозоны // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 290–297, библи. 7.

Получен комплекс сопряж. карт наледной тематики в электронной форме, в том числе карты распространения и динамики наледей Южно-Якутского и Восточно-Памирского районов; показана связь увеличения площади наледей в последние 20 лет с процессами деградации вечной мерзлоты.

161. *Фотиев С.М.* Залежи пластового льда в районе полярной станции Марре-Сале (западное побережье полуострова Ямал) // *Криосфера Земли*. 2014. Т. 18. № 2. С. 34–46, библи. 9.

Установлены идентичность ионно-солевого состава пластовых льдов нижней и верхней залежей и гидрохимич. родство пластовых льдов и озёрных вод.

162. *Шполянская Н.А.* О механизме формирования подземных пластовых льдов (критический анализ сегрегационного механизма) // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2014. № 6. С. 3–9, библи. 32.

Рассматриваются несколько концепций происхождения крупных залежей подземных пластовых льдов, широко развитых на равнинах севера России.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

163. *Алехина И.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Липенков В.Я.* Предварительные результаты исследований химического состава воды, замерзшей в буровой скважине после вскрытия озера Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2014. № 2 (100). С. 5–14, 109, 113, библи. 22.

Обсуждаются результаты комплексного анализа образцов замёрзшей озёрной воды, поднятых из скважины.

164. *Ананичева М.Д.* Изменение оледенения на Северо-Востоке Сибири вследствие изменений климата за последние десятилетия // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 361–377, библиограф. 24.

Дана оценка динамики ледников гор Бырранга, Черского, Сунтар-Хаята и Мейныпильгынского хребта на северо-востоке Корякского нагорья.

165. *Ананичева М.Д.* Оценка площадей, объёмов и высот границы питания ледниковых систем Северо-Востока России по космическим снимкам начала XXI в. // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 35–47, библиограф. 32.

Показаны размеры сокращения площади оледенения на фоне относительно стабильной высоты границы питания в условиях повышения летней температуры воздуха за последние 60 лет.

166. *Ананичева М.Д., Кренке А.Н.* Новые оценки площадей, высот границы питания ледников хр. Орулган и их эволюции к середине XXI в. // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 8–9.

Показана возможность исчезновения оледенения в хр. Орулган к 2040–2060 гг.

167. *Бычкова И.А., Платонова Е.В.* Многолетние наблюдения за айсбергопродуцирующими ледниками Новой Земли с использованием спутниковых данных // Региональные проблемы дистанц. зондирования Земли. Материалы Междунар. науч. конф. Красноярск, 23–26 ноября 2014 г. Красноярск, 2014. С. 60–64, библиограф. 4.

По материалам космич. снимков 1986–2013 гг. сделан вывод о продолжении отступления восьми айсбергопродуцирующих ледников Карского берега Новой Земли.

168. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фритыоф // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19, библиограф. 46.

На основе сравнения данных радиозондирования в 1979 и 2012 гг. показана динамика тёплого и холодного слоёв льда двух политермич. ледников Шпицбергена.

169. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Перестройка гидротермической структуры ледников в системе Восточный Грэнфьорд — Фритыоф на Шпицбергене // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 22–23.

Показаны изменения гидротермич. структуры ледников с 1979 по 2012 г.

170. *Вилесов Е.Н., Северский И.В., Морозова В.И.* Динамика оледенения Казахстанского Алтая за

60 лет // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 16–17.

Рассмотрены изменения размеров ледников в 1950–2011 гг.

171. *Вилесов Е.Н., Северский И.В., Морозова В.И.* Динамика оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 14–21, библиограф. 21.

На основе результатов каталогизации 1950 и 2011 г. сделан вывод о сокращении площади оледенения на 46,5% и объёма льда на 52%.

172. *Виноградов Ю.А., Асминг В.Э.* Изучение динамики ледников Шпицбергена геофизическими методами // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 33–38, библиограф. 10.

Результаты опробования сейсмоинфразвуковой системы контроля за ледниковыми подвижками и образованием айсбергов в Ис-фьорде в июне–сентябре 2012 г.

173. *Галахов В.П., Аюрзана Ч.* Горные ледники как индикаторы увлажнения: развитие идей М.В. Тронова // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 352–360, библиограф. 11.

Показаны преимущества использования данных о ледниках для оценки увлажнения и стока высокогорных бассейнов.

174. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.* Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии — структура и современная динамика // Вопросы географии. Сб. 137. Исследования гор. М.: «Кодекс», 2014. С. 83–106, библиограф. 10.

Описание ландшафтов и их динамики, в том числе ландшафтов нивально-гляциального пояса.

175. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с., библиограф. с. 477–517.

Обобщение представлений о влиянии воды на поверхности, в толще и у ложа ледников на их режим и динамику, опирающееся на результаты исследований последних 20–30 лет.

176. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Радиолокационные измерения толщины ледников Арктики // Мир измерений. 2014. № 7. С. 10–19, библиограф. 41.

Приведены основные результаты исследований толщины и подлёдного рельефа ледников на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Новая Земля, получ. экспедициями Института географии АН СССР/РАН в 1974–2012 гг.

177. *Глазырин Г.Е., Трофимов Г.Н.* Оценка возможности существования ледников на периферии горных стран // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 24–25.

Предложена методика оценки возможности существования ледников в последние 2000 лет на сев. склоне хребтов Каратепа (зап. отрог Гиссарского хребта) и Копетдаг.

178. *Докукин М.Д., Шагин С.И.* Особенности динамики ледниковых озер с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 47–56, библиогр. 24.
Выявлена характерная особенность озёр с подземными каналами стока – слив в озёра в начале зимнего сезона; показаны возможности использования аэрофотоматериалов для прогнозирования динамики и прорывоопасности озёр.
179. *Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.* Ледники хребта Кодар (Северное Забайкалье) // География и прир. ресурсы. 2014. № 1. С. 107–117, библиогр. 26.
На основе многолетних исследований установлена генетическая связь современных ледников с каменными глетчерами, охарактеризованы краевые образования четырёх неоплейстоценовых оледенений.
180. *Епифанов В.П., Саватюгин Л.М.* Акустические эффекты в механике движения ледников: на примере ледника Альдегонда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 87–92, библиогр. 7.
В акустич. спектрах ледника обнаружены эффекты, характерные для разрушения льда при движении по подложке с препятствиями (предположительно – результат взаимодействия ледника с неровностями ложа).
181. *Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Зимницкий А.В.* Изменение размеров оледенения в бассейнах рек Белая и Малая Лаба (Западный Кавказ) за последнее столетие // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 43–53, библиогр. 25.
Показаны особенности динамики оледенения за 1906–2013 гг.
182. *Захаров В.Г.* Колебания ледников архипелагов Северо-Европейского бассейна в XX столетии // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 102–109, библиогр. 18.
Рассматриваются данные о соотношении периодов колебаний ледников Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли и Земли Франца-Иосифа длительностью 18,6 лет и дисперсии приливных колебаний скорости вращения Земли.
183. *Иванов Е.Н.* Современные методы изучения горных ледников – индикаторов климатических процессов юга Восточной Сибири // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 243–245, библиогр. 3.
Обсуждаются возможности создания проекта ГИС для территории на единой картографич. основе.
184. *Иванов М.Н.* Дистанционные исследования ледников Полярного Урала // Материалы 6-й молодежной науч. конф. «Дистанционное зондирование компонентов прир. среды: получение, обработка и анализ данных». М., 2014. С. 17–19, библиогр. 4.
Сделан вывод о заметном сокращении площади ледников в 1953–1964 гг., стационаровании в 1965–1989 гг. и новом интенсивном сокращении после 1990 г.
185. *Касаткин Н.Е.* Динамика приледниковых озёр бассейна р. Малая Алматинка по данным наземного мониторинга // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 125–134, библиогр. 2.
Результаты полевых исследований 2010 и 2011 гг. с применением автоматич. логгеров, эхолота с функцией GPS, электронного тахеометра и геоэлектрорадара.
186. *Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М.* Нивально-гляциальные образования Баргузинского хребта // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 48–60, библиогр. 24.
В результате анализа впервые созданной базы данных ледников и снежников обнаружено сокращение площади за последние 50 лет нивально-гляциальных объектов в 4 раза, а ледников – вдвое.
187. *Клепиков А.В., Антипов Н.Н.* Особенности формирования и распространения водных масс на шельфе и материковом склоне вокруг Антарктиды // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 81–94, библиогр. 20.
В результате полевых и камеральных работ выяснены последствия увеличения средней скорости потери льда антарктич. континентальным ледниковым покровом с 30 Гт/год в 1992–2001 гг. до 147 Гт/год в 2002–2011 гг.
188. *Козачек А.В., Михаленко В.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Кутузов С.С.* Закономерности формирования изотопного состава осадков в высокогорье Эльбруса по данным изучения ледяных кернов // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 39–40.
Получены данные об изотопном составе с сезонным разрешением, рассчитаны среднегодовые и среднесезонные скорости снегонакопления с 1979 по 2011 г.
189. *Кокарев А.Л., Шестерова И.Н.* Оценка современных изменений горно-ледниковых систем южного склона Джунгарского Алатау // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 41.
Результаты сопоставления Каталогов ледников 1956, 1972, 1990 и 2000 гг.
190. *Кокарев А.Л., Шестерова И.Н.* Современные изменения горных ледников на южном склоне Джунгарского Алатау // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 54–62, библиогр. 16.
Проанализированы результаты каталогизации ледников в 1956, 1972, 1990, 2000 и 2011 гг., отмечено снижение скорости сокращения открытой части оледенения в последнее десятилетие.

191. *Коновалов В.Г.* Моделирование и реконструкция параметров речного стока и баланса массы ледников на Северном Кавказе // *Лёд и Снег*. 2014. № 3 (127). С. 16–30, библи. 38.
Получен и проверен ряд новых формул для расчёта сезонного стока р. Терек в 1901–2010 гг.; разработана методика региональных расчётов средних величин аккумуляции на ледниках по данным об абляции и высоте границы питания.
192. *Коновалов В.Г., Рудаков В.А.* Возможности использования данных ДЗЗ для мониторинга ледников и гляциологических расчетов // Региональные проблемы дистанц. зондирования Земли. Материалы Междунар. науч. конф. Красноярск, 23–26 ноября 2014 г. Красноярск, 2014. С. 249–258, библи. 12.
Показаны возможности использования космич. снимков для определения составляющих баланса, спектрального альбедо поверхности и пульсаций ледников.
193. *Коростелев В.Г., Саватюгин Л.М., Смирнов В.Н.* Динамические процессы в леднике Норденшельда на архипелаге Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 151–157, библи. 7.
Приведены некоторые результаты регистрации низкочастотных колебаний ледника, получ. с помощью сейсмометров во время полевых работ в июле–августе 2012 и 2013 г.
194. *Коростелев В.Г., Саватюгин Л.М., Смирнов В.Н.* Наблюдения за динамикой ледника Норденшельда сейсмометрическим методом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 69–80, 111, 115, библи. 9.
Рассмотрены процессы прерывистого скольжения в леднике по данным низкочастотных сейсмометров СМЕ4111, установлен. на его поверхности.
195. *Корякин В.С.* Что происходит с ледниками Северной Земли? // *Природа*. 2014. № 11. С. 42–49, библи. 21.
Отмечено наступание ледника Вавилова и отступление ледника Матусевича на о. Октябрьской Революции в 1962–2013 гг.
196. *Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С.* Изменение высоты поверхности Антарктического ледникового покрова по наблюдениям из космоса // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 14–15.
Определены изменения высот поверхности покрова, подтверждающие, что Вост. Антарктида в 2003–2009 гг. находилась в состоянии динамич. равновесия.
197. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Кармадонская катастрофа: что происходит и чего ждать дальше. М.: Издат. Дом «Кодекс», 2014. 184 с., библи. с. 180–183.
Рассматриваются гипотезы широкого круга экспертов о причинах и механизме грандиозной катастрофы 2002 г., виновником которой стал ледник Колка в массиве Казбека, а также восстановление ледника в последующие годы.
198. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Чернов Р.А.* Десять лет после Кармадонской катастрофы в Северной Осетии – о причинах события и процессах восстановления ледника // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2014. № 3. С. 51–65, библи. 20.
Рассмотрены гляциол., тектонич. и вулканогенные процессы, приведшие к выбросу ледника из его ложа и образованию гигантского ледово-водокаменного потока 20 сентября 2002 г.
199. *Котляков В.М., Чернова Л.П., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е.* Полтора столетия сокращения ледников Российского и Казахстанского Алтая // *ДАН*. 2014. Т. 458. № 6. С. 701–705, библи. 15.
Анализ впервые созданной изолинейной карты распределения ледниковых систем по указ. территории в зависимости от их размеров, показавший устойчивость пространств. структуры оледенения Алтая, в большей степени зависящей от рельефа, чем от климата.
200. *Курузов С.С., Лаврентьев И.И., Попов Г.В.* Оценка объема ледников Кавказа по данным моделирования и радиозондирования // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 44.
С использованием модели Glab Top рассчитан объём и построены карты подледного рельефа для 85 ледников Центрального Кавказа.
201. *Курузов С.С., Михаленко В.Н., Жино П., Козачек А.В.* Изменение концентрации микрочастиц и химического состава фирново-ледяной толщи Эльбруса за последние 75 лет по данным ледниковых кернов // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 94–95.
Установлено, что основные источники пыли в керне – пыльные бури на Ближнем Востоке и в Сев. Африке.
202. *Курузов С.С., Михаленко В.Н., Шахгеданова М., Жино П., Козачек А.В., Лаврентьев И.И., Кудерина Т.М., Попов Г.В.* Пути дальнего переноса пыли на ледники Кавказа и химический состав снега на Западном плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2014. № 3 (127). С. 5–15, библи. 40.
По результатам анализа кернов, получ. из скважины на высоте 5150 м в 2009, 2012 и 2013 г., установлено наличие пыли, приносимой 3–7 раз в год из Сев. Африки и Месопотамии и содержащей повыш. количество меди, цинка и кадмия.
203. *Курузов С.С., Михаленко В.Н., Шахгеданова М., Ginot P., Кудерина Т.М., Лаврентьев И.И., Попов Г.В.* Современный уровень концентрации аэрозолей естественного и антропогенного про-

- исхождения в высокогорье Кавказа по данным ледниковых кернов // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 42–43.
- Результаты исследования снежных шурфов и керна из неглубоких скважин, пробур. на Зап. плато Эльбруса в 2009, 2012 и 2013 г.
204. *Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А., Попов Г.А., Поповнин В.В.* Толщина, объём льда и подлёдный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 7–19, библи. 37.
- Приведены данные о толщине, объёме льда и подлёдном рельефе ледника, получ. в результате наземной радиолака. съёмки 2012–2013 гг., а также с помощью моделирования толщины льда.
205. Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ: Центр геофиз. исследований Владикавк. науч. центра РАН, 2014. 430 с., библи. с. 316–328.
- Монография объединяет результаты исследований схода ледника Колка 20 сентября 2002 г., а также схода в 1902 г. и его подвижки в 1960–1970 гг., опубликов. в разное время и в разных изданиях, частично дополненные, а также ранее не публиковавшиеся.
206. *Лейченко Г.Л., Липенков В.Я., Антонов А.В., Булат С.А., Charlot F., Алёхина И.А., Екайкин А.А., Беляцкий Б.В.* Природа микрочастиц, обнаруженных в скважине после вскрытия озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 114–122, 129, 132, библи. 3.
- Результаты анализов, показавшие высокое содержание кислорода в воде озера и более интенсивную водную циркуляцию, чем предсказывалось ранее моделированием.
207. *Липенков В.Я., Васильев Н.И.* Буровые работы и гляциологические исследования на станции Восток в сезонный период 59-й РАЭ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (16). С. 17–18.
- Обсуждаются результаты изучения керна и геофизич. исследований скважины в декабре 2013 г. и январе–феврале 2014 г.
208. *Лурье П.М., Панов В.Д.* Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 68–76, библи. 13.
- Показано, что уменьшение площади оледенения за 1970–2011 гг. происходило в 1,6 раза медленнее, чем в 1895–1970 гг.; предсказывается сокращение площади ледников к 2099 г. на 76% при применении для расчёта климатич. модели ГГО.
209. *Мавлюдов Б.Р.* Баланс массы льда ледникового купола Беллинсгаузен в 2007–2012 гг. (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова, Антарктика) // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 27–34, библи. 21.
- Показана смена знака баланса с отрицат. на положит. в 2009 г.
210. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренний дренаж ледников Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 172–178, библи. 11.
- Показана возможность формирования плоскости скольжения ледника по гребням выступов ложа, в то время как между выступами лёд остаётся неподвижным.
211. *Марков А.Н., Талалай П.Г.* Оценка термобарического состояния и изменения баланса массы подледникового озера Восток после вскрытия // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 20–26, библи. 17.
- Обсуждаются результаты вскрытия скважины озера Восток в 2011/12 г. и даются рекомендации необходимых изменений методики бурения при следующих вскрытиях.
212. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Сократов С.А., Козачек А.В., Ginot P., Legrand M., Preunker S., Торопов П., Морозова П.* Климатические и изотопно-геохимические особенности формирования снежно-фирновой толщ в привершинной области Эльбруса // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 47.
- Показано, что детальность пробоотбора из керна льда, получ. в привершинной области Эльбруса, позволяет исследовать вариации изотопно-геохимич. состава с месячным и недельным разрешением.
213. *Михальцева С.В.* Особенности распределения айсбергов вблизи выводных ледников Новой Земли // Региональные проблемы дистанц. зондирования Земли. Материалы Междунар. науч. конф. Красноярск, 23–26 ноября 2014 г. Красноярск, 2014. С. 103–107, библи. 5.
- На основе использования спутниковых снимков Aqua и Nerra/MODIS, а также Landsat/ETM и TM+ совместно с натурными данными буёв на дрейфующих айсбергах у вост. побережья Новой Земли сделан вывод о влиянии стока ледников на первичное распространение айсбергов.
214. *Морозова П.А.* Масс-балансовая модель горных ледников // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 257, библи. 2.
- Расчёт суммарной энергии, затрачиваемой на таяние и аккумуляцию с разрешением в 1 час.
215. *Муравьев А.Я.* Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX века // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 48.
- Сравнение данных Каталога ледников СССР и аэрофотосъёмки 1950 г. с космич. снимками 2011 и 2013 г.

216. *Муравьев А.Я.* Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX – начале XXI вв. // *Лёд и Снег.* 2014. № 2 (126). С. 22–28, библи. 9.
- По данным Каталога ледников СССР, аэрофотосъемки 1950 г. и космоснимков Landsat 2013 г. и Worldview 2011 г. сделан вывод о сокращении ледников Кроноцкого полуострова за 1950–2013 гг. на 22,9%, а массива Алней-Чашаконджа с 1950 по 2010 г. – на 19,2%.
217. *Муравьев А.Я.* Оценка изменения оледенения северной части Срединного хребта, массива Алней-Чашаконджа и Кроноцкого полуострова на Камчатке во второй половине XX – начале XXI вв. по материалам космических съемок и историческим данным // *Соврем. информац. технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле. Материалы Междунар. конф. Петропавловск-Камчатский, 8–13 сентября 2014 г.* Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 93.
- Оценка изменений ледников за 1950–2013 гг.
218. *Муравьев Я.Д., Клименко Е.С.* Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке вулканической опасности (на примере Камчатки) // *Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г.* Новосибирск, 2014. С. 49–50.
- Информация о снегозапасах и изменениях площади ледников за последние 40 лет использована для оценки объема выноса твердого материала лахарами на Ключевском вулканич. массиве.
219. *Муравьев Я.Д., Клименко Е.С.* Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложение к оценке лахароносности (на примере Камчатки) // *Лёд и Снег.* 2014. № 4 (128). С. 32–42, библи. 21.
- О возможностях использования крупномасштабной ГИС «Лахароносность» для вулканич. групп и отдельных вулканов полуострова.
220. *Нарожный Ю.К.* Водно-ледовый баланс и особенности формирования стока рек горно-ледниковых бассейнов Алтая на фоне меняющегося климата и деградации оледенения // *Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г.* Новосибирск, 2014. С. 51–52.
- Выявлены увеличение в 1968–2010 гг. стока рек с площадью оледенения более 30% и уменьшение стока в их нижнем течении.
221. *Немировская И.А., Артемьев В.А., Реджепова З.Ю., Недоспасов А.А.* Геохимические исследования в 59-й Российской антарктической экспедиции // *Российские полярные исследования.* 2014. № 4 (18). С. 16–19.
- Результаты изучения в 2013–2014 гг. осадочного вещества в системе атмосфера – океан – лёд – Антарктич. материк.
222. *Николаев В.И., Осокин Н.И., Зазовская Э.П.* Формирование изотопного состава снега на ледниках Арктики (на примере Шпицбергена и Северной Земли) // *Лёд и Снег.* 2014. № 1 (125). С. 61–65, библи. 21.
- Обобщение результатов анализа проб, отобранных в 1988, 2008 и 2010 гг. на ледниковой и неледниковой поверхностях.
223. *Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е.* Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX столетия по данным космической съемки // *Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г.* Новосибирск, 2014. С. 53.
- Сопоставлены данные Каталога ледников, аэрофотосъемки 1957 г. и космосъемки 1968, 2000–2012 гг.
224. *Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е.* Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // *Лёд и Снег.* 2014. № 2 (126). С. 5–13, библи. 15.
- На основе сравнения данных Каталога ледников СССР и снимков со спутников CORONA, ALOS PRISM, Landsat и ASTER показано, что ледники Катунского, Северо- и Южно-Чуйского хребтов с 1952 по 2008 г. потеряли 172,4 км² (27,4%) площади и 8,9 км³ объема льда.
225. *Осипов Э.Ю., Осипова О.П.* Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет // *Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г.* Новосибирск, 2014. С. 54–55.
- Зафиксировано сокращение площади ледников в среднем на 50% (от 20 до 90% у отдельных ледников).
226. *Осипова О.П., Осипов Э.Ю.* Особенности циркуляционного режима над хребтом Кодар в период абляции ледников // *География и прир. ресурсы.* 2014. № 1. С. 118–123, библи. 10.
- Сопоставлены синоптич. условия июля–августа 2009–2011 гг. с интенсивностью абляции поверхности ледников.
227. *Папина Т.С., Малыгина Н.С., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н.* Изотопный состав атмосферных осадков и краевых частей ледника Курумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // *Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г.* Новосибирск, 2014. С. 56.
- Показано, что в формирование выпавших на поверхность ледника осадков большой вклад внесли атлантич. воздушные массы, пересекавшие территорию Арало-Каспийского региона.
228. *Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А.* Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань) // *Криосфера Земли.* 2014. Т. 18. № 3. С. 91–100, библи. 41.
- По результатам полевых измерений 2013 г. составлены подробные карты толщины льда и рельефа ложа ледника, определен его объем; установлено замедление сокращения площади ледника в 2003–2012 гг. по сравнению с периодом 1977–2003 гг.

229. *Пискун А.А.* Из истории исследования антарктического озера Радок // Российские полярные исследования. 2014. № 1 (15). С. 21–25.
Рассмотрены изменения льда самого глубокого в Антарктиде приледникового озера в 1984, 2004 и 2005 г.
230. *Плюснин В.М.* Особенности динамики ледников в горах юга Восточной Сибири // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 57–58.
Отмечается замедление сокращения площади ледников в последнее десятилетие, что связано с уменьшением среднегодовых температур воздуха после их максим. значений в 2002 и 2007 г.
231. *Попов С.В.* Опыт использования георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 59–60.
Описание полевых работ 2012/13 г., когда в исследованиях использовали промышл. георадар GSSI SIR10B.
232. *Попов С.В., Эберляйн Л.* Опыт применение георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 95–106, библи. 20.
Результаты исследований антарктическим летом 2012/13 г. в районе подледникового оз. Восток, трассы следования санно-гусеничного похода «Восток – Прогресс» и холмов Ларсеманн (станция Прогресс).
233. *Поповнин В.В., Пылаева Т.В.* Лавинное питание ледника Джанкуат // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 63–64.
По результатам применения новой методики сделан вывод о незначительном вкладе лавин в питание ледника Джанкуат на Центральном Кавказе.
234. *Ревякин В.С.* Ледниковый узел Белухи в системе глобального гляцио-климатического мониторинга (к 100-летию покорения Белухи) // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 65–66.
Указаны этапы изучения ледников горы Белуха на Алтае.
235. *Ревякин В.С.* Ледниковый узел Белухи в системе глобального гляциоклиматического мониторинга (к 100-летию покорения Белухи) // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 129–134, библи. 28.
Освещается соврем. состояние изученности и предлагается организовать междунар. проект по мониторингу оледенения этого ледникового узла.
236. *Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф.* Гренландский ледниковый щит на пике потепления предыдущего межледниковья // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 67–68.
Обсуждается вклад увеличения таяния ледников Гренландии 115–130 тыс. л.н. в повышение уровня моря в тот период на 6–9 м относительно современного.
237. *Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т.* Современные тенденции состояния малых ледников Центрального Алтая на основе экспериментальных данных // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 1. С. 29–34, 89, 92, библи. 14.
На основе GPS-съёмки ледника Томич в 2010 г. и ледника Водопадный в 2011 г. сделан вывод об уменьшении их объёмов с 1952 г. на 45–48%.
238. *Северский И.В., Пивень Е.Н.* Влияние деградации оледенения Балхаш-Алакольского бассейна за последние 60 лет на режим стока и водные ресурсы // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 69–70.
Показано незначит. влияние деградации ледников и большое влияние сохранения максимальных снегозапасов на суммарный ледниковый сток последних десятилетий.
239. *Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шманык А.В., Петров Е.О.* Первые сведения о геологии острова Жанетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // ДАН. 2014. Т. 459. № 5. С. 595–600, библи. 14.
Приведена фотография, характеризующая состояние ледника и прибрежных морских льдов в начале сентября 2013 г.
240. *Сыромятина М.В., Барляев А.Э., Чистяков К.В., Курочкин Ю.Н., Аюрзана Ч.* Современные изменения ледниковых систем горного массива Табын-Богдо-Ола // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 77–78.
Подсчитано сокращение площади открытых частей ледников с 1989 по 2013 г.
241. *Сыромятина М.В., Курочкин Ю.Н., Чистяков К.В., Аюрзана Ч.* Современное состояние и изменения ледников горного массива Табын-Богдо-Ола (Монголия) // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 31–38, библи. 19.
По результатам полевых наблюдений 2013 г. и дистанц. измерений показано, что площади крупных ледников с 1989 по 2013 г. практически не изменились, а величина общей аккумуляции-абляции в 2013 г. составила 110 г/см² при средней температуре на границе питания 1 °С.
242. *Токмагамбетов Т.Г., Козуленко Л.В., Усманова З.С.* Изменения распределения ледников в Заилийско-Кунгейской и Джунгарской ледниковых системах за последние 60 лет // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 79–80.
Показано, что оледенение рассматриваемых бассейнов за последние 50 лет изменялось синхронно, линейно и с близкими по величине темпами деградации.

243. Федоров А.В., Асминг В.Э. Автоматический мониторинг активности ледников Шпицбергена сейсмическими методами // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 305–309, библи. 13.

Предложен алгоритм автоматич. мониторинга событий, связ. с активностью ледников.

244. Черноморец С.С. Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года // Природа. 2014. № 7. С. 67–72, библи. 7.

На основе полевых работ 18–20 мая 2014 г. предполагается возможность повторного обвала Девдоракского ледника.

245. Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Рец Е.П., Лошакова Н.А., Поповнин В.В., Васильчук Ю.К. Вариации изотопно-кислородного состава талого стока ледника Джанкуат на Центральном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 6. С. 48–56, библи. 21.

На основе анализа проб, отобр. летом 2013 г., сделаны качеств. оценки вклада таяния ледникового льда, зимнего и ранневесеннего снега в общий сток.

246. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Сыромытина М.В., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 85–86.

Отмечено интенсивное отступление ледников в 1995–2009 гг. и его замедление в 2010–2013 гг.

247. Шейнкман В.С., Мельников В.Т. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 3–23, библи. 67.

Предложено относить образуемое объединение ледников с криолитозонной к особым геосистемам, которые названы криолитогенно-гляциальными.

248. Шерстянkin П.П., Куимова Л.Н., Потемкин В.Л. Термодинамические параметры вод подледникового озера Восток (Восточная Антарктида) // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 461–466, библи. 15.

Оценка изменчивости термодинамич. параметров вод оз. Восток с использованием литературных данных и метода термодинамич. подобия на примере глубоководной части оз. Байкал.

249. Lipenkov V.Ya., Salamatina A.N. Steady-state size distribution of air bubbles in polar ice (Установившееся распределение пузырьков воздуха по размерам в рекристаллизационном льду) // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 20–31, библи. 32.

Показана перспектива одноврем. использования двух независимых характеристик пузырьков (счётной концентрации и среднего размера) для реконструкции условий льдообразования (температуры и скорости аккумуляции льда).

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

250. Амосов М.И. Озера и растительность Центральной Азии в период максимума последнего оледенения // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 5. С. 1–12, 78, 81, библи. 54.

Показано влияние разрастания горного оледенения на повышение уровня озёр 20 тыс. л.н.

251. Астахов В.И., Мангеруд Я. К хронологии последней ледниковой эпохи в низовьях Енисея // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 48–51, библи. 10.

Описание следов двух главных ледниковых событий: продвижения ледников Карского центра 90–80 тыс. л.н. и Путоранского ледника около 60 тыс. л.н. на основе результатов нового изучения в 2003 г. опорного разреза Большой Шар в нижнем течении Енисея.

252. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Об увеличении изменчивости глобального климата примерно за 400 тыс. лет до настоящего времени // ДАН. 2014. Т. 456. № 5. С. 600–603, библи. 15.

На основе анализа содержания дейтерия в керне льда скважин на антарктич. станциях «Купол С» и «Восток» сделан вывод о дестабилизации глобального климата вследствие его продолжавшегося похолодания и увеличения альбедо, что сделало ледниковые циклы неустойчивыми.

253. Галанин А.А. Концепция метакронности плейстоценовых оледенений Северо-Востока Азии // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 20–21.

Предложена концепция, альтернативная концепции единства возрастных границ верхнечетвертичных оледенений Сев. Америки и Евразии.

254. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадо-та Т. Возраст и размеры последнего ледникового максимума хребта Сунтар-Хаята на основе лихенометрии и теста остаточной прочности // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 72–82, библи. 28.

По ареалу распространения крупных каменных глетчеров обнаружено существование в районе раннеголоценового оледенения, размеры которого превышали современное более чем в 10 раз.

255. Галанин А.А., Лыткин В.М., Шишков В.А. Использование лихенометрии и теста остаточной прочности для оценки возраста голоценовых морен в горах Сунтар-Хаята // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 102–112, библи. 28.

Реконструированы размеры ледников № 29 и 31 за последние 800 лет.

256. Евзеров В.Я. Оледенение и морские трансгрессии на северо-востоке Фенноскандии в завершающий этап неоплейстоцена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 76–80, библи. 16.

Обобщены данные о динамике оледенения территории за последние 140 тыс. лет.

257. Евзеров В.Я. Оледенения и морские трансгрессии на северо-западе России в последние 140 тыс. лет // Геоморфология. 2014. № 3. С. 51–62, библи. 36.
Показано совпадение во времени регрессий Мирового океана, минимумов летней инсоляции и увеличения площади оледенения; отмечены трансгрессии относительно соврем. уровня моря в конце голоцена и во время микулинского межледникового 130 тыс. л.н.
258. Иванов М.Н., Петраков Д.А., Stroeve A.P., Harbor J., Lifton N.A., Gribenski N., Heyman J., Blomdin R.L. Датирование морен по космогенным изотопам и реконструкция позднеплейстоценового оледенения Тянь-Шаня // Междунар. школа-конф. молодых ученых «Изменение климата и прир. среды Сев. Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 г. Сб. тез. докл. Москва–Кисловодск: ГЕОС, 2014. С. 246–248, библи. 4.
Датированы моренные отложения максим. разрастания ледника Инылчек 14–16 и 23–24 тыс. л.н.
259. Клименко В.В., Мацковский В.В., Дальманн Д. Комплексная реконструкция температуры российской Арктики за последние два тысячелетия // Арктика: экология и экономика. 2013. № 4 (12). С. 84–95, библи. 52.
На основе анализа дендрохронологич., палинологич. и историч. информации проведено сравнение реконструкции декадных значений среднегодовой температуры воздуха в сев.-вост. Европе с региональными и полушарными реконструкциями.
260. Кононов Е.Е. Древние оледенения Прибайкалья // Вестн. Иркутского гос. техн. ун-та. 2014. № 10 (93). С. 91–98, библи. 36.
Обсуждаются разные точки зрения на размеры и количество верхнечетвертичных оледенений назв. региона.
261. Лейченко Г.Л. Изменение климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 107–116, библи. 33.
Приведены данные о возникновении оледенения Антарктиды 34 млн л.н., изменении его площади от 50 до 130% по сравнению с современным в последние 20 млн лет и относительно устойчивости покрова в последние 14 млн лет.
262. Лейченко Г.Л., Попов С.В., Киселев А.В., Голынский Д.А. Роль геолого-геофизических исследований в изучении эволюции ледникового покрова Антарктиды // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 45–46.
Охарактеризована динамика ледникового покрова за 34 млн лет.
263. Морозова П.А. Влияние Скандинавского ледника на климатические условия Восточно-Европейской равнины по данным численного моделирования проекта RMIIP II // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 113–124, библи. 23.
Показана синхронность ледниковых эпох Сев. полушария, трансгрессий Каспийского моря и регрессий Мирового океана.
264. Полещук К.В., Веркулич С.Р. Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 2 (100). С. 15–24, 109, 113, библи. 27.
На основе обобщения палеогеографич. данных выявлено соотношение влияния на изменения относит. уровня моря в районе оазиса эвстатич. и тектонич. (включая гляциоизостазию) составляющих.
265. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф. Гренландский ледниковый щит на пике потепления предыдущего межледникового // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 91–101, библи. 47.
Показан вклад объёма таяния Гренландского ледникового щита в повышение уровня Мирового океана во время земского межледникового.
266. Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 3–9, библи. 17.
Показано соответствие раннехвалынской трансгрессии ранневалдайскому, а позднехвалынской – поздневалдайскому оледенениям.
267. Соломина О.Н. Когда горные ледники на Земле были меньше современных? // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 72–73.
Обсуждаются результаты новых технологий датирования и результаты датирования органич. остатков, вытаявающих из-под льда отступающих в наст. время ледников.
268. Соломина О.Н. Колебания ледников в голоцене и возможное влияние на них орбитального сигнала, солнечной и вулканической активности и антропогенного воздействия // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 81–90, библи. 60.
Отмечается совпадение наступаний ледников в голоцене с циклами Бонда и с крупными, климатически эффективными вулканич. извержениями.
269. Шейнкман В.С. Оледенение севера Западной Сибири – спорные вопросы и пути их решения // Роль снега и льда в природе и жизни людей. Тез. докл. гляциол. симпозиума. 15–17 января 2014 г. Новосибирск, 2014. С. 87–88.
Об источниках эрратич. валунов в отложениях Сибирских Увалов.
270. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири в сибирской системе природных льдов // География и прир. ресурсы. 2014. № 3. С. 22–31, библи. 21.
Показано, что четвертичные оледенения Зап. Сибири не были покровными, а тяготели к ледниковым центрам в горах.
271. Шполянская Н.А. Своеобразие развития Российской Арктики в плейстоцене – голоцене на основании анализа подземных льдов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. Материалы Междунар. науч. конф. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 345–352, библи. 17.
Отрицается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря».

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абрамова** А.С. 49
Алексеев В.Р. 149
Алексеев Г.В. 2, 93, 98, 106, 114
Алексеев С.В. 150
Алексеева Л.П. 150
Алехина И.А. 19, 163, 206
Амосов М.И. 250
Ананичева М.Д. 164–166
Андреев Ю.Б. 77
Анисимов О.А. 3, 151
Антипов Н.Н. 94, 114, 187
Антонов А.В. 206
Анциферова А.Р. 50
Аржанова Н.М. 43
Артемьев В.А. 221
Асламов И.А. 135
Асминг В.Э. 172, 243
Асмус В.В. 95
Астахов В.И. 251
Атавин А.А. 136
Аюрзана Ч. 173, 240, 241
Баженова Е.А. 96
Байдин А.В. 97
Балакин А.А. 98
Барляев А.Э. 240
Безгрешнов А.М. 113
Беляцкий Б.В. 206
Бережная Т.В. 5
Берман О.А. 78, 79
Бессонов В.И. 117
Благовещенский В.П. 78, 79
Боброва Д.А. 80, 81
Богородский П.В. 98–100
Большаинов Д.Ю. 6, 152
Бордонский Г.С. 36, 137
Борзенкова А.В. 24
Боярский Д.А. 131
Буданцева Н.А. 153, 245
Бужин В.А. 138
Булат С.А. 206
Булатов Р.К. 6
Булыгина О.Н. 43
Бухаров В.М. 101
Бухаров М.В. 101
Быков Н.И. 57
Бычкова И.А. 102, 110, 167
Вакуленко Н.В. 252
Вакульская Н.М. 103
Василенко Е.В. 168, 169
Васильев А.А. 158, 159
Васильев Л.Н. 196
Васильев Н.И. 163, 207
Васильчук А.К. 153
Васильчук Ю.К. 44, 153, 245
Ващалова Т.В. 7
Веркулич С.Р. 264
Верниковский В.А. 239
Вершинин Д.А. 141, 142
Вилесов Е.Н. 170, 171
Виноградов Ю.А. 172
Владимирова Д.О. 19, 58, 104
Волков В.А. 110
Володин Е.М. 67
Володичева Н.А. 82, 83
Володичева Н.Н. 82, 83
Вуглинский В.Г. 139
Галанин А.А. 253–255
Галахов В.П. 173
Ганюшкин Д.А. 174, 246
Гельфан А.Н. 51
Глазовская Т.Г. 64
Глазовский А.Ф. 16, 168, 169, 175, 176
Глазырин Г.Е. 177
Гневашева А.В. 52
Говорина И.А. 105, 123
Голубев А.Д. 5
Голубев В.Н. 45, 53, 54, 140
Гольинский Д.А. 262
Горбунов Ю.А. 120
Горбушин Н.А. 37
Горлач И.А. 47
Горошкова Н.И. 138
Горюнова Н.В. 55
Гранин Н.Г. 135
Григорьев В.Ю. 56
Гузенко М.Л. 83
Гуляева Т.С. 78, 79
Давыдов Д.В. 46
Давыдов Е.А. 57
Дальманн Д. 259
Данилов А.И. 12, 94, 106, 114
Дашкевич Л.В. 126
Демянчук Ю.В. 89
Державин В.Л. 107
Десинов Л.В. 197
Дженюк С.Л. 125
Дмитриев В.Г. 12
Добродеев А.А. 41
Докукин М.Д. 178
Дубина В.А. 108, 128
Дубровин В.А. 155
Дунаева А.Н. 38
Дымент Л.Н. 120
Евзеров В.Я. 256, 257
Екайки А.А. 19, 58, 104, 163, 188, 206
Еникеев Ф.И. 179
Епифанов В.П. 59–61, 180
Ершова В.Б. 239
Ефремов Ю.В. 84, 181
Жданов В.В. 78, 79
Жино П. 201, 202
Жичкин А.П. 125
Жохов А.Д. 17
Жохова Н.В. 17
Жученко Н.А. 157
Забойкина Ю.Г. 151
Зазовская Э.П. 222
Захаров В.Г. 109, 182
Захвата Н.Ю. 102
Захваткина Н.Ю. 110
Зверкова Н.М. 199
Земцов В.А. 141, 142
Зимницкий А.В. 181
Зингер Е.М. 10
Зиновьев А.Т. 136
Золотокрылин А.Н. 111
Зубакин Г.К. 112
Иванов Б.В. 52, 113
Иванов Е.Н. 183
Иванов М.Н. 11, 184, 258
Иванов Н.Е. 112
Ильичев Ю.Г. 181
Инишев И.Г. 141, 142
Истомина Е.А. 62
Йошикава К. 153
Кадебская О.И. 154
Кадота Т. 254
Казаков В.А. 85
Казаков Н.А. 81
Казаков Н.Ф. 61
Казакова Е.Н. 86
Калинин В.Г. 143
Калинин Н.А. 46
Касаткин Н.Е. 185
Качалин А.Б. 196
Кашин С.В. 115, 116
Киселев А.В. 262
Китов А.Д. 186
Клепиков А.В. 12, 94, 106, 114, 187
Клименко В.В. 259
Клименко Е.С. 218, 219
Коваленко Н.В. 228
Коваленко С.Н. 186
Когутенко Л.В. 242
Козачек А.В. 19, 58, 188, 201, 202, 212
Козлов В.В. 135
Кокарев А.Л. 189, 190
Кокорев В.А. 151
Коломыц Э.Г. 63
Комаров А.Ю. 64
Комарова Н.Ю. 131
Комасько Н.И. 47
Коновалов В.Г. 191, 192
Коновалова Г.И. 18
Кононов А.М. 150
Кононов Е.Е. 260
Кононов И.А. 81
Кононова Н.К. 109
Кораблев В.Е. 118
Корнилов Н.А. 13
Коронкевич Н.И. 65
Коростелев В.Г. 193, 194
Коротков А.И. 115–118
Корякин В.С. 195
Костенич А.В. 130
Кот Н.С. 108
Котилевская А.М. 101
Котляков В.М. 14–18, 87, 196–199, 252
Кочуров Б.И. 65
Кренке А.Н. 166
Крицук Л.Н. 155
Кровотынцев В.А. 95
Кронрод В.А. 38
Крылов С.Д. 137
Кудерина Т.М. 202, 203
Кудишин А.В. 136
Куимова Л.Н. 248
Кулыгин В.В. 126
Курочкин Ю.Н. 240, 241, 246
Курчатова А.Н. 39
Кусков О.Л. 38
Кустов В.Ю. 99, 123
Кутузов С.С. 188, 200–204, 212
Кучер К.М. 135
Лаврентьев И.И. 168, 169, 200, 202–204, 228
Лебедев Г.А. 119
Лейченко Г.Л. 206, 261, 262
Липенков В.Я. 19, 58, 163, 188, 206, 207
Лосев В.М. 101
Лосев С.М. 120
Лошакова Н.А. 245
Лукин В.В. 121
Лурье П.М. 208
Лыткин В.М. 254, 255
Люшвин П.В. 122
Мавлюдов Б.Р. 209, 210
Макаров В.Н. 66
Максютова Е.В. 62
Макштас А.П. 99, 123
Малыгин И.В. 144
Малыгина Н.С. 227
Мангеруд Я. 251
Марков А.Н. 211
Мартынова Ю.В. 67
Мартьянов В.Л. 117
Марченко А.В. 99, 100, 124
Марченко Н.А. 49
Матишов Г.Г. 125, 126
Матушкин Н.Ю. 239
Мацковский В.В. 24, 259
Мачерет Ю.Я. 168, 169, 175, 176
Медведев А.А. 31, 32
Мелешко В.П. 97
Мельников В.П. 39, 156, 158
Мельников В.Т. 247
Мельниченко Н.А. 40
Метелкин Д.В. 239
Мизандронцев И.Б. 135

- Миронова Н.С. 101
 Михайлов А.Ю. 24, 111
 Михаленко В.Н. 188, 201–203, 212
 Михальцева С.В. 213
 Моисеев Д.В. 125
 Мокротоварова О.И. 50
 Морейдо В.М. 51
 Морозова В.И. 170, 171
 Морозова О.В. 145
 Морозова П. 212
 Морозова П.А. 71, 214, 263
 Москалевский М.Ю. 196
 Муравьев А.А. 215–217
 Муравьев Я.Д. 218, 219
Накалов П.Р. 27, 70, 75
 Нарожный Ю.К. 220
 Недоспасов А.А. 221
 Немировская И.А. 127, 221
 Ненашев С.В. 27
 Нестеров А.Н. 156
 Никитин С.А. 223, 224
 Николаев В.И. 222
 Носенко Г.А. 197, 198, 223, 224
Облогов Г.Е. 158, 159
 Обязов В.А. 146
 Олейников А.Д. 82, 83
 Опокина О.Л. 157
 Осипов Э.Ю. 225, 226
 Осипова О.П. 225, 226
 Осокин Н.И. 65, 68–70, 74, 75, 197, 222
Панов В.Д. 208
 Папина Т.С. 227
 Паршина Л.Н. 5
 Перов В.Ф. 88
 Петраков Д.А. 204, 228, 258
 Петрига А.А. 55
 Петров Е.О. 239
 Петров Ю.В. 37
 Пивень Е.Н. 238
 Пирогова Е.А. 130
 Пискун А.А. 229
 Платонова Е.В. 167
 Плотников В.В. 103, 108, 128
 Плюснин В.М. 186, 230, 270
 Подборный Е.Е. 153
 Поденко Л.С. 156
 Полещук К.В. 264
 Попов Г.А. 204
 Попов Г.В. 200, 202, 203
 Попов С.В. 58, 231, 232, 262
 Попова В.В. 24, 71
 Попова Н.О. 56
 Поповнин В.В. 204, 233, 245
 Порубаев В.С. 129
 Потемкин В.Л. 248
 Преображенская А.В. 19
 Прокопьев А.В. 239
 Пылаева Т.В. 233
 Пяткин В.П. 95
Раев М.Д. 131
 Ревякин В.С. 234, 235
 Реджепова З.Ю. 221
 Репина И.А. 131
 Рец Е.П. 245
 Решетников А.М. 156
 Рогов В.В. 39
 Рототаева О.В. 197, 198
 Рудаков В.А. 192
 Рыбак О.О. 236, 265
 Рычагов Г.И. 266
 Рябинин В.Э. 12
 Рябчинская Н.А. 227
Саватюгин Л.М. 13, 180, 193, 194
 Сазонов К.Е. 41
 Самойлова С.Ю. 237
 Северский И.В. 170, 171, 238
 Сейнова И.Б. 89
 Селиверстов Ю.Г. 64, 72, 73, 91
 Сиеккинен Е.Д. 50
 Сиротнюк В.В. 148
 Скриптунова Е.Н. 47
 Слагода Е.А. 157
 Смахтин В.К. 146
 Смирнов В.Г. 25
 Смирнов В.Н. 193, 194
 Смородин Б.Л. 46
 Соболев Н.Н. 239
 Соколов В.Т. 98, 123
 Сократов С.А. 72, 73, 212
 Сократова И.Н. 13
 Соломина О.Н. 267, 268
 Сонечкин Д.М. 252
 Сосновский А.В. 27, 68–70, 74, 75
 Ставров К.Г. 130
 Старышко В.Е. 179
 Стрелецкая И.Д. 158, 159
 Стриженов А.В. 138
 Стунжас П.А. 40
 Суркова Д.А. 28
 Суслова М.Ю. 157
 Сучков В.Е. 91
 Сыромятина М.В. 240, 241, 246
Талалай П.Г. 211
 Татьяна М.Е. 78, 79
 Телегина А.А. 56
 Тентюков М.П. 76
 Терская Е.В. 49
 Тимачев В.Ф. 123
 Титкова Т.Б. 111
 Тихонов В.В. 131
 Токарев И.В. 159
 Токмагамбетов Т.Г. 242
 Томаев В.А. 90
 Томберг И.В. 157
 Топчиев А.Г. 160
 Торопов П. 212
 Трофимов Г.Н. 177
 Туркеев А.В. 58
 Турчанинова А.С. 64
 Тюфлин А.С. 196
Умирханов М.Г. 147
 Усманова З.С. 242
 Усубалиев Р.А. 228
 Ушакова М.Г. 17
 Ущело И.Г. 101
Федоров А.В. 243
 Федоров А.Н. 254
 Федотов В.И. 119
 Федяков В.Е. 118
 Фирсова А.Д. 157
 Фотиев С.М. 161
 Фролов А.В. 132
 Фролов Д.М. 53, 54
 Фролов С.В. 133
Жаритонов В.В. 98
 Хацаева Ф.М. 90
 Хёбрехтс Ф. 236, 265
 Ходжер Т.В. 157
 Хромова Т.Е. 30–32, 199, 223, 224
Чайковский И.И. 154
 Червякова Н.В. 130
 Черепанов Н.В. 119
 Чернов Р.А. 70, 197, 198
 Чернова Л.П. 18, 199
 Черноморец С.С. 89, 244
 Черноус П.А. 91
 Чиждова Ю.Н. 153, 245
 Чикин А.Л. 126
 Чикина Л.Г. 126
 Чистяков К.В. 174, 240, 241, 246
 Чичагов В.В. 143
Шагин С.И. 178
 Шакина Н.П. 47
 Шарков Е.А. 131
 Шахгеданова М. 202, 203
 Шевченко А.А. 237
 Шейнкман В.С. 247, 269, 270
 Шереметов Р.Т. 237
 Шерстянкин П.П. 248
 Шестерова И.Н. 189, 190
 Шибайев Ю.А. 19
 Ширяева А.В. 71
 Шишков В.А. 255
 Шманяк А.В. 239
 Шныпарков А.Л. 72, 73, 92
 Шполянская Н.А. 162, 271
Эберляйн Л. 232
 Эйрих А.Н. 227
Юрганов Л.Н. 151
Якименко О.В. 148
 Яковлев П.В. 42
 Яковлева Е.П. 42
 Якунин Л.П. 134
 Ястреба Н.В. 155
Alexeev V.A. 48
Blomdin R.L. 258
 Bogdanova E.G. 48
 Bulygina O.N. 48
Charlot F. 206
 Cherry J.E. 48
Ginot P. 203, 212
 Gribenski N. 258
 Groisman P.Ya. 48
Harbor J. 258
 Heyman J. 258
Legrand M. 212
 Lifton N.A. 258
 Lipenkov V.Ya. 249
Preunker S. 212
Salamatin A.N. 249
 Stroevev A.P. 258

Подписано в печать 18.04.2016 г. Выход в свет 18.05.2016 г. Формат 60 × 88^{1/8}
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 8.1 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 281 экз. Зак. 167 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
 Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы, а также можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бóльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (Reference) на латинице для размещения на английском сайте журнала. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>. Англоязычные заголовки, Summary, список литературы и doi будут публиковаться на сайте журнала «Лёд и Снег» для учёта в Scopus.

В конце статьи следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>.

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: khronika@mail.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

А.В. Сосновский, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев.

Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования. 149

Ю.Н. Чижова, Е.П. Рец, Ю.К. Васильчук, И.В. Токарев, Н.А. Буданцева, М.Б. Киреева.

Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов. 161

Д.В. Банцев, Д.А. Ганюшкин, А.А. Екайкин, К.В. Чистяков.

Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия). 169

Л.П. Голобокова, В.В. Полькин, Н.А. Онищук, О.И. Хуриганова, А.Б. Тихомиров, С.А. Терпугова, В.В. Полькин, Ю.С. Турчинович, В.Ф. Радионов.

Химический состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды. .. 177

Снежный покров и снежные лавины

Н.И. Осокин, А.В. Сосновский. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. 189

Р.А. Чернов. Метаморфизм и термические свойства свежевыпавшего снега (по исследованиям в Подмоскowie). 199

Подземные льды и наледи

И.Л. Калюжный, С.А. Лавров. Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга. 207

Палеогляциология

И.И. Борзенкова. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем. 221

Прикладные проблемы

В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков. Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр. 235

В.А. Лобкина, И.А. Кононов, А.А. Потапов. Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле зданий. 246

Путешествия, открытия

Д.С. Асоян, О.В. Рототаева. Девдоракский ледник, Казбек: к истории исследований природных катастроф в XIX и начале XXI в. 253

Критика и библиография

В.М. Котляков. Рецензия на книгу Н.А. Шполянской «Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов». 265

В.М. Котляков, Л.П. Чернова. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2014 год. 267